

# Geologischer Atlas der Schweiz Atlas géologique de la Suisse

## 1:25 000

Feuille

### **1225 Gruyères**

Topographie: Carte nationale de la Suisse 1: 25 000

(Feuille 115 de l'Atlas)

## Notice explicative

par

**JEAN-BRUNO PASQUIER**

avec contributions de RAYMOND PLANCHEREL

Avec 3 figures et 1 planche

2005

Herausgegeben vom Bundesamt für Wasser und Geologie

Publié par l'Office fédéral des eaux et de la géologie

**Recommandation pour la citation en bibliographie:**

*Carte:*

PASQUIER, J.-B. (2004): Feuille 1225 Gruyères. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 115.

*Notice explicative:*

PASQUIER, J.-B. (2005): Feuille 1225 Gruyères. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 115.

Diffusion: Office fédéral de topographie, CH-3084 Wabern

© 2005, Office fédéral des eaux et de la géologie, CH-3003 Berne-Ittigen. – Tous droits réservés. Toutes traductions ou reproductions de ce document ou partie de celui-ci, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (analogique ou digital), et qui ne sont pas d'un usage exclusivement privé, ne sont autorisées qu'avec l'accord de l'éditeur.

ISSN 1420-2913

ISBN 3-906723-75-5

## TABLE DES MATIÈRES

Préface.....	4
Introduction.....	5
Stratigraphie.....	9
Molasse du Plateau.....	9
Molasse marine supérieure – OMM.....	9
Molasse subalpine.....	10
Molasse marine inférieure – UMM.....	10
Molasse d'eau douce inférieure – USM.....	13
Ultrahelvétique.....	16
Bois de Bouleyres.....	17
Massif du Montsalvens.....	19
Mélange infrapréalpin.....	25
Nappe des Préalpes médianes.....	29
Trias.....	29
Jurassique.....	31
Crétacé – Eocène.....	39
Nappe de la Sarine.....	43
Nappe du Gurnigel.....	44
Quaternaire.....	47
Pléistocène supérieur.....	48
Holocène.....	57
Archéologie.....	63
Tectonique.....	64
Matières premières exploitables.....	80
Hydrogéologie.....	84
Bibliographie.....	87
Cartes géologiques publiées.....	94

## PRÉFACE

La feuille N° 115 Gruyères de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25000 illustre un territoire en bordure du relief préalpin. Cette région très complexe comporte une gamme impressionnante d'unités tectoniques et stratigraphiques. On y trouve des unités autochtones et allochtones avec des successions stratigraphiques très différentes représentant des terrains allant du Trias jusqu'aux sédiments actuels. Dans le coin nord-ouest de la feuille, la Molasse subalpine écaillée et plongeant vers le sud chevauche la Molasse du Plateau. Plus au sud-est, aux alentours de la plaine de Bulle, la Molasse subalpine est en contact avec une zone de mélange séparant la partie molassique des unités allochtones telles que des éléments ultrahelvétiques et les nappes préalpines.

En 1995 l'Office fédéral des eaux et de la géologie (OFEG) a mandaté l'Institut de géologie et de paléontologie de l'Université de Fribourg d'entreprendre la révision des levés existants. Le travail a été effectué principalement par Jean-Bruno Pasquier avec la collaboration de Raymond Plancherel et sous la direction du Prof. Christian Caron.

La rédaction de la carte et de sa notice a débuté en janvier 2002, les documents ayant été déposés le 10 juillet 2000. Le texte de la notice a été accepté en octobre 2004.

L'OFEG remercie J.-B. Pasquier pour son travail de recherche d'informations et la minutie de ses levés, R. Plancherel et C. Caron de l'Université de Fribourg pour leur étroite collaboration, et M. Weidmann (Jongny) et J. Mosar (Université de Fribourg) pour leur travail en tant qu'experts externes choisis par la Commission suisse de géologie.

L'auteur a bénéficié de la mise à disposition généreuse de levés originaux, par l'Université de Fribourg, ainsi que de nombreux documents inédits, par les Archives géologiques suisses à Berne (InfoGeol), les administrations publiques et des bureaux d'études géologiques.

Il nous est agréable de pouvoir remercier ici en particulier: les bureaux d'études géologiques ABA-GEOL SA (Fribourg), A. Briel (Fribourg), CSD Ingénieurs Conseils SA (Fribourg), GACM Géo-Aqua Consultants Mandia (Villars-sur-Glâne), Géolina SA (Fribourg), Geotest AG (Fribourg), Gicot Géotechnique (Fribourg), Müller & Perrottet (Marly); les Instituts de Géologie des Universités de Fribourg (J.-P. Berger, C. Caron, M. Caron, O. Lateltin, B. Loup et R. Plancherel) et de Genève (J. Charollais et A. Pugin); le Laboratoire de mécanique des sols de l'EPF-Lausanne (F. Noverraz); U. Menkveld-Gfeller (Berne), J. van Stuijvenberg (Ostermundigen) ; le Bureau des autoroutes du canton de Fribourg (R. Gianolini); l'hydrogéologue cantonal fribourgeois (F. Becker); les Entreprises Electriques Fribourgeoises; le Service archéologique fribourgeois (C. Buchiller et S. Menoud).

Avril 2005

Office fédéral des eaux et de la géologie  
Cartographie géologique

## INTRODUCTION

Les premières mentions géologiques du territoire de la feuille Gruyères ont trait à des sources minérales, des couches fossilifères, à l'erratique rhodanien ou encore à des événements catastrophiques, tels des crues ou des éboulements (voir l'historique de GILLIÉRON 1885). Les premiers levés systématiques sont l'œuvre de GILLIÉRON (1873, 1885), publiés sous forme d'une carte au 1:100 000 avec deux mémoires explicatifs qui restent aujourd'hui encore des ouvrages de référence. Parmi les premiers travaux à l'échelle régionale, citons les cartes au 1:25 000 de MAUVE (1921) et BÜCHI (1923), ainsi que la monographie de TERCIER (1928), qui couvrent respectivement la nappe des Préalpes médianes en rive gauche de la Sarine au sud-ouest de Gruyères, les terrains ultrahelvétiques du massif du Montsalvens et de la plaine de Bulle, et le massif de la Berra.

La présente feuille de l'Atlas reprend partiellement les levés de nombreux auteurs (fig. 1).

Une part prépondérante des travaux revient à l'école de Fribourg, sous forme de travaux de thèse et de diplôme, entrepris dès les années 1940 sous l'impulsion du Prof. J. Tercier, puis du Prof. C. Caron. Devant la disparité des documents à disposition (avec ou sans base topographique, travaux de diplôme ou thèses, fonds topographiques anciens ou récents), et à la suite de l'évolution des connaissances, J.-B. Pasquier a procédé de 1995 à 1998, sous la direction de l'Institut de géologie et de paléontologie de l'Université de Fribourg mandaté par l'Office fédéral des eaux et de la géologie, à une nouvelle cartographie au 1:10 000 du territoire de la feuille Gruyères dans le but d'en établir la synthèse au 1:25 000.

### **Situation géographique, géomorphologique et grandes lignes de la géologie de la feuille Gruyères**

Le territoire de la feuille Gruyères est situé entièrement dans le canton de Fribourg, au front des Préalpes, dans la zone de contact avec le Plateau molassique. Il s'étend sur plusieurs unités tectoniques superposées, dont les caractères structuraux dictent les traits principaux de la morphologie. Le façonnage du paysage actuel, en particulier dans les zones basses de la carte, est contrôlé par l'action érosive des glaciers quaternaires et leurs dépôts morainiques, glacio-lacustres ou fluvioglaciaires. Les principales rivières qui parcourent la région possèdent des tracés qui suivent en partie ou totalement les accidents tectoniques et les limites entre les unités, individualisant ainsi différents massifs.

A l'extrémité nord-ouest de la feuille et à la base de l'édifice, la Molasse du Plateau constitue le soubassement du Gibloux, dont le relief marqué est dû aux bancs conglomératiques des Couches du Belpberg.

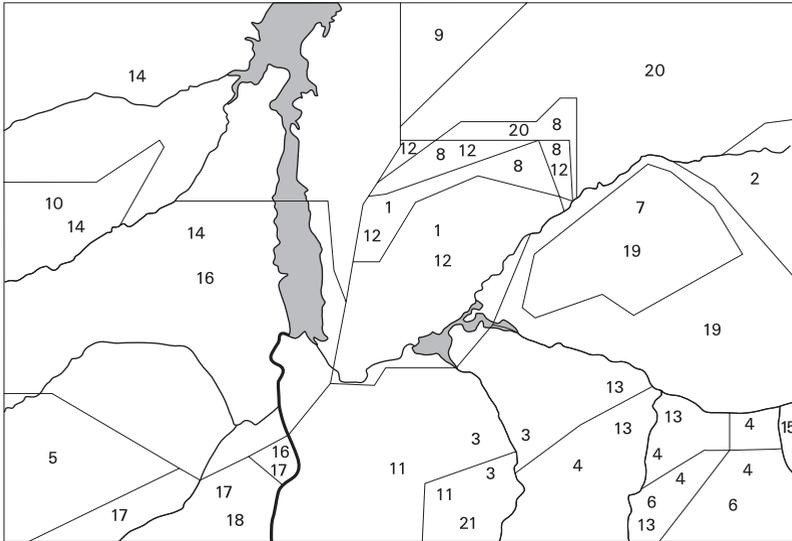


Fig. 1: Répartition des levés ayant été utilisés pour l'établissement de la minute.

1	ANATRA, S.	Diplôme (1979)
2	ANDREY, J.-D.	Thèse (1974)
3	CHATTON, M.	Thèse (1947)
4	CHENEVART, C.	Thèse (1945)
5	CORMINBOEUF, P.	Inédit (1965)
6	DOERFLIGER, N.	Diplôme (1989)
7	DUBOIS, D.	Diplôme (1999)
8	EL AGAMY, H.	Diplôme (1979)
9	EMMENEGGER, C.	Thèse (1962)
10	FASEL, J.-M.	Diplôme (1981)
11	FAVRE, D.	Diplôme (1984)
12	GUILLAUME, H.	Thèse (1957)
13	MANDIA, Y.	Diplôme (1984)
14	MORNOD, L.	Thèse (1949)
15	PAGE, C.	Thèse (1969)
16	PUGIN, A.	Diplôme (1986)
17	PUGIN, L.	Thèse (1952)
18	SCHNEUWLY, R.	Diplôme (1986)
19	SPICHER, J.-P.	Thèse (1966)
20	TERCIER, J.	Inédit (1928)
21	UBAHA, E. A.	Diplôme (1980)

Le plan de chevauchement de la Molasse subalpine est peu marqué dans la morphologie, de même que les différentes écaillés de Molasse charriée, monoclinales ou faiblement plissées, qui lui font suite vers le sud-est. De constitution essentiellement marneuse, ces écaillés sont en grande partie recouvertes d'importants dépôts morainiques (flancs sud et sud-est du Gibloux, bas des versants en rive droite du lac de la Gruyère, d'Hauteville à Villarvolard), auxquels s'ajoutent d'épaisses séries alluviales dans la plaine (le long de la Sionge entre Vuadens et Vuippens, rives du lac de la Gruyère) et de nombreux terrains en glissement sur les flancs nord-ouest de la crête Bimont-Croset (576.54/166.24 – 577.76/167.70). Les Grès de Vaulruz déterminent localement des reliefs plus marqués (le Villars, Champotey), de même que les Grès de Cucloz qui, de Villarbeney à la Joux, dessinent souvent des ressauts boisés.

Les terrains rapportés à l'Ultrahelvétique constituent d'une part, dans la plaine de Bulle, les collines marno-calcaires jurassiques du Bois de Bouleyres et de Sautaux, fortement émoussées par les glaciers quaternaires. D'autre part dans le massif du Montsalvens, des calcaires jurassiques et crétacés, forment une grande écaille intensément plissée, dont l'ossature est déterminée par les Calcaires noduleux et les Calcaires en petits bancs du Malm.

Le massif de la Chia (angle sud-ouest de la carte), la crête Bimont-Croset et le massif de la Berra (angle nord-est de la carte) sont constitués par le flysch de la nappe du Gurnigel, séries turbiditiques gréseuses, marneuses et argileuses, écaillées et localement plissées, d'âge crétacé supérieur à éocène moyen, d'origine ultrabriançonnaise. Dans ces terrains peu perméables, le réseau hydrographique, extrêmement dense et ramifié, comparable à celui des zones molassiques, contraste fortement avec celui du massif du Montsalvens et des chaînons de la nappe des Préalpes médianes, où les calcaires favorisent les infiltrations karstiques. Le ruissellement superficiel des eaux météoriques accélère les processus d'altération de la roche et le développement des «sols de flysch», de même qu'il alimente et active de très nombreux glissements de terrain.

La nappe des Préalpes médianes plastiques, d'origine subbriançonnaise, occupe une petite moitié sud-est de la feuille, où se rencontrent les sommets les plus élevés. Cette nappe est constituée d'une succession de plis en échelons redressés ou déversés vers le nord-ouest, interrompus par des accidents submériidiens sénestres. Elle est composée d'une série stratigraphique où alternent des formations calcaires plutôt résistantes (Lias, Malm, Crétacé inf.) et des formations marno-calcaires plus tendres (Trias, Dogger, Crétacé sup. – Tertiaire). Les premières déterminent l'ossature du relief: sommets, arêtes, crêtes et ressauts, au pied desquels s'accumulent généralement des blocs et des éboulis; les secondes s'expriment par des reliefs plus doux: cols, combes ou replats, souvent recouverts de moraine locale ou sur lesquels prennent naissance des glissements de terrain.

Témoin du passage de la nappe du Gurnigel sur celle des Préalpes médianes, la nappe de la Sarine, représentée par le Flysch d'Estavannens, occupe la combe des Perreires au bord sud de la carte.

Quelques chapitres de la présente notice peuvent être complétés par les chapitres correspondants publiés dans les notices explicatives des feuilles voisines: 1244 Châtel-St-Denis, 1204 Romont, 1224 Moudon, 1205 Rossens.

## STRATIGRAPHIE

### MOLASSE DU PLATEAU

#### Molasse marine supérieure (OMM)

**m<sub>2</sub>**      **Couches du Belpberg** (Burdigalien moyen)  
 (= «Belpberg-Schichten» de RUTSCH 1926 ou Couches du Gibloux de MORNOD 1949a; voir aussi HABICHT 1987 et SCHOEPPFER 1989 pour la synonymie)

Cette unité informelle qui représente «l'Helvétien» des anciens auteurs occupe l'angle nord-ouest de la carte. Dans la région du Châtelard (564.60/169.55, feuille 1224 Moudon), MORNOD (1949a, p. 6) puis BOEGLI (1972, p. 76) ont défini 4 horizons lithologiques superposés:

- Les Poudingues et grès de base (Horizon I) et les Poudingues du Châtelard (Horizon II) qui n'affleurent pas sur la feuille Gruyères.
- Les Grès du Mont-Olivet (Horizon III) constituent le soubassement rocheux des Côtes à Richard (568.070/169.600), où deux anciennes carrières permettent de les observer. Ils sont également visibles le long de la route communale Sorens – Le Châtelard (567.62/169.21). Ce sont des grès grossiers gris-vert riches en bryozoaires, très durs et plaquetés à la base, friables et localement conglomératiques au sommet. Epaisseur: 25 à 30 m.
- le Poudingue de la Sapallaz (Horizon IV), malgré son rôle morphologique évident, n'affleure que rarement, par exemple au nord de la Moleire (567.69/169.97). Sa présence à faible profondeur sur le flanc sud du Gibloux se déduit de l'abondance des galets de quartzites sphériques qui jonchent le sol de la forêt. L'horizon est caractérisé par des bancs épais de poudingues polygéniques entrecoupés de bancs de grès subordonnés. L'inventaire statistique des galets réalisé par BOEGLI (1972) révèle une prépondérance des quartzites, accompagnés dans un ordre décroissant de calcaires compacts et détritiques, de grès, de radiolarites, de quartz filoniens, de silex, de granites, de dolomies, de conglomérats. Ces éléments qui atteignent en général 10 à 30 cm (exceptionnellement 60 cm) proviennent principalement des diverses nappes calcaires et de flysch des Préalpes, ainsi que de la Molasse. Cet horizon a été représenté sur la carte. Epaisseur: 35 m.

La sédimentation est contrôlée par les variations d'apports détritiques fluviaux centrés sur le cône deltaïque du Gibloux progadant vers le nord dans une mer peu profonde. Les structures sédimentaires observées dans les Couches du

Belpberg indiquent des milieux estuariens, deltaïques et de baies (SCHOEPFER 1989).

Les fossiles, localement très abondants en dehors du territoire de la feuille Gruyères (voir BERGER 1992 pour une synthèse), sont rares dans le massif du Gibloux. Seuls des fragments de mollusques, de brachiopodes, d'échinodermes, de coraux, de bryozoaires, des balanes et des dents de sélaciens ont été décrits par MORNOD (1949a) et BOEGLI (1972). Certains galets calcaires sont perforés par des pholades. L'âge des Couches du Belpberg, fourni par l'étude des nannofossiles calcaires, des foraminifères planctoniques, des foraminifères benthiques et des Pectinidés (SCHOEPFER 1989), est le Burdigalien moyen (= Eggenburgien supérieur + Ottningien).

## **MOLASSE SUBALPINE**

### **Molasse marine inférieure (UMM)**

#### **Formation de Cucloz (Rupélien inférieur)**

(Weidmann et al. 1982)

La Formation de Cucloz correspond en partie aux Grès de Cucloz (= Flysch noir de base p.p.) de GAGNEBIN 1920, au Grès de la Guiga p.p. de TERCIER 1928, aux Couches de Villarvolard ou Flysch subhelvétique de MORNOD 1945, à la Série de Cucloz de MORNOD 1946b, au Flysch subalpin ou Flysch subhelvétique de MORNOD 1949a, aux Couches de Cucloz-Villarvolard de CORMINBOEUF 1959, à la Formation du Val d'Illeiez de LATELTIN 1988, et à d'autres synonymes utilisés dans le lexique de HABICHT 1987.

Ces terrains, qui furent parfois qualifiés de «flysch» ou de «molasse à faciès flysch», ont longtemps été rattachés aux Préalpes externes, c'est-à-dire au domaine ultrahelvétique, avant que leur origine parautochtone ne soit établie (MORNOD 1945, 1949a). Quant à la problématique flysch/molasse, l'analyse du comportement géodynamique du bassin de sédimentation a permis à LATELTIN (1988) de confirmer l'intégration de la Formation de Cucloz à la base de la Molasse marine inférieure, comme l'avaient déjà proposé MATTER et al. (1980), DIEM (1986) et HOMEWOOD et al. (1986). La base de la formation, jamais visible sur la feuille Gruyères, est un contact tectonique chevauchant sur la Formation de Vaulruz ou sur les Couches de Chaffa. La limite supérieure est marquée par le chevauchement de la nappe du Gurnigel ou est soulignée par la présence de lentilles du Mélange infrapréalpin. Sans toutefois en exclure l'éventualité, il n'y a pas d'évidence d'une interstratification du «Wildflysch subalpin» au sommet de la

Formation de Cucloz. L'épaisseur de la série est estimée à plus de 300 m par WEIDMANN (2005) sur la feuille Rossens.

La Formation de Cucloz comprend trois faciès principaux: des marnes gris souris, des schistes marno-micacés et des grès moyens à grossiers avec tous les termes intermédiaires. La discontinuité des affleurements et les probables écaillages et replis ne permettent pas d'établir les relations entre ces faciès.

### **o<sub>1</sub> Marnes gris souris et schistes marno-micacés**

Les deux faciès marneux, les «marnes gris souris» de CORMINBOEUF (1959) et les marnes à intercalations de grès fins, équivalents des «schistes marno-micacés» du Val d'Illiez de SCHROEDER & DUCLOZ (1955), ne sont pas distingués sur la carte. Les «marnes gris souris» sont des marnes grises à laminations (carbonatées, argileuses ou silteuses), micacées et finement litées, ocre, beige ou olive à l'altération, avec des passées silteuses ou gréseuses millimétriques à centimétriques déposées par des courants de turbidité de basse densité. Ces marnes génèrent de nombreux glissements de terrain. Les «Schistes marno-micacés» sont des marnes silteuses finement micacées semblables aux marnes gris souris mais avec des intercalations centimétriques à décimétriques de grès fins représentant des turbidites incomplètes, à nombreuses figures de base de banc, déposées sous le niveau d'action des vagues.

### **Grès de Cucloz**

Grès moyens à grossiers polygéniques, gris verdâtre, souvent microconglomératiques, présents soit sous forme de turbidites classiques, soit amalgamés et représentant des remplissages de chenaux. L'analyse pétrographique faite par MORNOD (1949a) et CORMINBOEUF (1959) révèle des éléments caractéristiques: débris volcaniques andésitiques et ophiolitiques provenant de l'érosion des nappes supérieures des Préalpes, ainsi que radiolarites, calcaires variés et roches magmatiques. Le spectre des minéraux lourds de la Formation de Cucloz montre une nette prédominance de l'apatite sur le zircon, la tourmaline et le rutile (MAURER & NABHOLZ 1980). Les Grès de Cucloz ont été distingués sur la carte.

Le milieu de dépôt est un front deltaïque qui juxtapose des turbidites fines de «pro-delta» et des accumulations grossières de chenaux et lobes gréseux; la profondeur d'eau varie de quelques dizaines à quelques centaines de mètres (WEIDMANN et al. 1982).

La Formation de Cucloz n'a pas livré de macrofossiles, sauf des écailles de poissons (MORNOD 1949a). Les microfossiles sont plus fréquents, mais fortement remaniés, d'où la difficulté d'une datation précise. En Veveyse, les âges les plus jeunes trouvés par WEIDMANN et al. (1982) sont P18–20 pour les foraminifères

planctoniques, NP21–22 pour les nannofossiles et «Paläogen-Zone» 19–20a pour les palynomorphes. La formation serait donc datée du Rupélien inférieur («Lattorfien», Oligocène inférieur à moyen?).

### **Formation de Vaulruz (Rupélien supérieur)**

(WEIDMANN et al. 1982 ou: Couches de Vaulruz de MORNOD 1945, Couches de Vaulruz - La Holena de EMMENEGGER 1962; voir le lexique de HABICHT 1987)

La Formation de Vaulruz est classiquement subdivisée en deux membres: les *Marnes de Vaulruz* à la base et les *Grès de Vaulruz* au sommet. Le contact basal est partout souligné par un plan de chevauchement. Au sommet de la formation, un passage stratigraphique s'observe avec les Couches de Chaffa. De nombreuses coupes ont été étudiées sur la feuille Gruyères d'un point de vue sédimentologique et/ou paléontologique; citons celles de la Sionge près de Vuippens (572.425/167.510; MORNOD 1949a, p. 58; FASEL 1981, p. 14; WEIDMANN et al. 1982, p. 170; DIEM 1986, p. 517), du ruisseau du Ru au nord-est d'Hauteville (575.72/169.46; MORNOD 1949a, p. 56; HOMEWOOD 1978, p. 74), du pont de Corbières en rive gauche du lac de la Gruyère (573.65/167.20; FASEL 1981, p. 18; WEIDMANN et al. 1982, p. 172) et du ravin au sud de la Levanche au nord-est de Corbières (575.20/168.30; = ravin à l'est des Bassets de MORNOD 1949a, p. 57; FASEL 1981, p. 19).

#### **o<sub>2</sub> Marnes de Vaulruz**

Il s'agit de marnes grises micacées, plus ou moins carbonatées et/ou silto-gréseuses, bien litées, à laminations parallèles et bioturbations. Elles contiennent des intercalations millimétriques à décimétriques (rarement métriques) de grès fins à rides symétriques et base ravinante, représentant des sables de tempêtes. Les lavages dans les marnes fournissent une riche microfaune d'ostracodes saumâtres et parfois d'eau douce qui furent étudiés par EMMENEGGER (1962) et CARBONNEL et al. (1985), des écailles, dents et otolites de poissons, des lamelli-branches (Cyrènes et *Cardium*) et des gastéropodes. MORNOD (1949a) admet une épaisseur de 200 à 250 m pour les Marnes de Vaulruz. Le milieu de dépôt est une plate-forme protégée ou vaste lagune dont la profondeur dépassait à peine le niveau d'action des vagues (20 m environ).

#### **o<sub>2g</sub> Grès de Vaulruz**

Les Grès de Vaulruz forment une barre morphologique plus ou moins continue, d'épaisseur constante de 20 à 25 m. Ce sont des grès calcaires fins à moyens, généralement bien cimentés, gris-bleu à la cassure, un peu micacés et glauco-

nieux, massifs, dallés ou plaquetés, en bancs métriques parfois séparés par des lits marneux ou charbonneux, avec stratification oblique tabulaire ou en auge, rides de vagues et de courants. MORNOD (1945) signale aux anciennes carrières de Champotey (573.5/167.2) des grès polygéniques qui ressemblent aux Grès de Cucloz. Le spectre des minéraux lourds des Grès de Vulruz diffère peu de celui de la Formation de Cucloz: dominance de l'apatite sur le zircon, la tourmaline et le rutile (MAURER & NABHOLZ 1980). Ce spectre est rattaché par DIEM (1986) au cône d'épandage de Vulruz («Vulruz-Schüttung»). L'exploitation des carrières de grès a permis d'importantes récoltes de fossiles: vertébrés, lamellibranches (Cyrènes, *Cardium*), gastéropodes, débris de plantes (MORNOD 1949a, p. 61). Milieu de dépôt: plage-barrière sableuse accumulée surtout sous l'effet de la houle.

Les marnes de Vulruz ont livré des associations de foraminifères planctoniques et d'ostracodes qui indiquent un âge oligocène moyen (rupélien supérieur), alors que les palynomorphes donnent la «Paläogen-Zone» 20b (WEIDMANN 1982). Les restes de mammifères semblent correspondre au niveau de Villebramar (MP22) et confirment ces datations (WEIDMANN et al. 1982, p. 171–173).

## **Molasse d'eau douce inférieure (USM)**

### **o<sub>3</sub> Couches de Chaffa (Chattien inférieur)**

(MORNOD 1945 ou: Molasse rouge de la Veveysse, Couches de Ramsera d'EMMENEGGER 1962)

Ce terme lithostratigraphique informel tire son nom d'un château en ruine au pied de la colline de Sur les Monts, à l'ouest de Riaz (569.86/165.80). Les Couches de Chaffa débutent par les «Couches de passage», série de 20 à 30 m d'épaisseur représentant des dépôts de plaine côtière avec lacs, lagunes et marécages, à calcaires lacustres et à charbon interstratifiés avec des grès et des marnes gris, que MORNOD (1945, 1949a) considérait comme le terme supérieur des «Couches de Vulruz». Ce niveau a livré des mollusques d'eau douce (planorbes, limnées) et saumâtres (cyrènes, cérithes), des dents et otolites de poissons, des characées, des ostracodes lacustres, ainsi que des fragments de graines et de feuilles (WEIDMANN 1982, WEIDMANN et al. 1982, BERGER 1986).

Le corps principal des Couches de Chaffa est dominé par des marnes et argiles bigarrées de couleur rouge violacé, beige, brun ou verdâtre, finement laminés, bioturbés ou bréchifiés par pédogenèse, avec parfois des granules et nodules calcaires de type caliche. Dans les niveaux pélitiques s'intercalent des grès souvent riches en galets mous ou en débris lithiques (dolomie, radiolarite, calcaire à calpionelles). Ces grès sont soit moyens à grossiers (rarement microconglomératiques), en bancs métriques chenalisés et à stratification oblique ou en auge, soit

fins, argilo-silteux, en bancs décimétriques à stratification plane. Leur granulométrie devient généralement plus grossière dans le secteur nord-est de la carte. Le spectre des minéraux lourds des grès des Couches de Chaffa diffère sensiblement de celui des formations de l'UMM: prédominance moins marquée de l'apatite sur le zircon, la tourmaline, le rutile, la staurotite et le spinelle qui se répartissent de façon presque égale (MAURER & NABHOLZ 1980). Des calcaires lacustres et des lits de charbon n'apparaissent plus au-dessus des «Couches de passage» et les niveaux marneux sombres fossilifères, riches en matière organique, sont rares dans le reste des Couches de Chaffa. Des débris de mollusques terrestres et des dents de micromammifères (non datables) ont été trouvés en aval du pont de Corbières en rive gauche du lac (573.44/167.60), dans la partie basale de la formation (WEIDMANN 1982). Un gisement de feuilles de palmier provenant d'une ancienne carrière entre Riaz et Marsens (571.16/166.39) est signalé par MORNOD (1949a).

Le milieu de dépôt est fluviatile avec des sables grossiers de remplissage de chenaux, des sables plus fins de «crevasse-splay» et des dépôts fins de plaine d'inondation. L'épaisseur de la formation est de 1000 m au sud-est de La Roche (EMMENEGGER 1962).

Dans les «Couches de passage» du ruisseau du Ru (575.760/169.400), des charophytes indiquent les Zones à *Major* ou à *Microcera* BERGER (1986), alors que les palynomorphes indiquent la «Paläogen-Zone» 20b (WEIDMANN 1982). Des dents de mammifères provenant du ruisseau de la Pattaz au nord-est de la Combe (575.15/167.88; FASEL 1981, p. 44, ENGESSER et al. 1984, p. 33), environ 160 m au-dessus de la base de la formation, situent le gisement dans le niveau de Lovagny (ENGESSER & MÖDDEN 1997), anciennement niveau de la Combe (=MP22). Les Couches de Chaffa dans notre région seraient donc datées de l'Oligocène moyen: Rupélien sommital à Chattien inférieur.

**o<sub>3c</sub> Couches du Gérignoz** (Chattien supérieur – Aquitaniens inférieur ?)  
(MORNOD 1945 ou Couches de La Roche d'EMMENEGGER 1962; voir le lexique de HABICHT 1987)

Cet équivalent latéral vers l'est de la «Molasse à charbon» de Suisse occidentale tire son nom du ruisseau du Gérignoz (env. 568.80/167.75), qui s'écoule sur le flanc sud-est du Gibloux vers le lac de la Gruyère. La localité-type se trouve à la coordonnée 569.650/168.020. Les contacts avec les unités encadrantes sont des contacts tectoniques, jamais visibles; la base correspond au chevauchement de la Molasse subalpine sur les Couches du Belpberg, et le sommet au chevauchement des Couches de Chaffa. Les Couches du Gérignoz forment une série essentiellement marneuse, propice aux instabilités de terrain, et qui n'affleure bien que dans les ruisseaux. Dans des marnes, silts et argiles aux teintes vives et bigarrées (beiges, jaunâtres, noires, rouges, vertes, gris argenté ou bleutées)

s'intercalent des grès gris verdâtre, micacés, friables, grossiers ou moyens. Les grès, en bancs décimétriques à plurimétriques, souvent granoclassés et à base ravinante, remaniant des galets mous, des extraclastes et des bioclastes (*Unio*). Les bancs de calcaires d'eau douce et les niveaux de charbon caractéristiques de la «Molasse à charbon» du Plateau veveysan-glânois (MORNOD 1949a, GABUS 2000) sont absents sur la feuille Gruyères; seuls quelques débris charbonneux et de minces lits ou nodules calcaires peuvent être observés. Les spectres de minéraux lourds montrent deux associations: l'une dominée par l'apatite et qui devrait correspondre aux couches d'âge chattien supérieur, l'autre dominée par l'épidote, qui pourrait représenter des niveaux d'âge aquitainien (MAURER & NABHOLZ 1980).

L'environnement de dépôt fluvio-palustre est caractérisé par de vastes plaines d'inondation où méandrent des rivières. L'activité pédogénétique est importante; les nombreux niveaux bigarrés témoignent de la formation de sols hydromorphes par fluctuation de la nappe phréatique dans le sédiment (FASEL 1986). L'épaisseur réelle de la formation est difficile à mesurer; l'épaisseur apparente de plus de 2000 m estimée de MORNOD (1949a) est probablement exagérée à cause de replis et écaillages semblables à ceux qui affectent la série au sud-ouest, sur la feuille Moudon (MAURER & NABHOLZ 1980). De telles complications tectoniques n'ont jusqu'à présent pas été mises en évidence sur la feuille Gruyères.

Les niveaux palustres de marnes foncées contiennent souvent des fossiles: en rive droite du Gérignoz (572.39/168.41; WEIDMANN 1982, p. 14) des fragments de mollusques d'eau douce, d'os et de dents de micromammifères (non datables) et de poissons; au nord de les Cuaz, en rive droite du Gérignoz (569.31/167.90; MORNOD 1949a, p. 34; FASEL 1981, p. 69; DE BEAUMONT & WEIDMANN 1981, p. 252; ENGESSER et al. 1984, p. 31) des mollusques (Planorbis, Linnées), des characées, des fruits, des dents et otolites de poissons, des fragments de reptiles (tortues, crocodiles, squamates), ainsi que des dents de mammifères dont l'association date du niveau de Küttigen (= MP30, Chattien supérieur; ENGESSER et al. 1984, ENGESSER & MÖDDEN 1997). Les charophytes indiquent les Zones à *S. ungeri* et à *C. notata* (BERGER 1986). L'âge chattien supérieur obtenu pour les Couches du Gérignoz sur le territoire de la feuille Gruyères confirme les datations de cette formation sur les feuilles voisines 1224 Moudon (GABUS 2000) et 1205 Rossens (WEIDMANN 2005).

## ULTRAHELVÉTIQUE

(parfois en olistolithes dans le Mélange infrapréalpin)

Classiquement issus d'un bassin situé au sud du domaine helvétique (voir historique de l'argumentation chez ANATRÀ 1986, p. 188ss), les terrains ultrahelvétiques sont désignés au front des Préalpes par le terme de «Préalpes externes» ou «Préalpes bordières» (GAGNEBIN 1924). Affleurant sous forme d'écaillés, olistolithes ou diverticules («nappes» des anciens auteurs), ils occupent sur le territoire de la feuille Gruyères principalement les régions situées de part et d'autre de l'extrémité méridionale du lac de la Gruyère: à l'est le massif du Montsalvens, à l'ouest les collines du Bois de Bouleyres (centre géographique d'une région plus vaste communément appelée plaine ou bassin de Bulle, et dans laquelle d'autres éléments s'associent à ceux attribués à l'Ultrahelvétique; voir plus loin, chapitre «Mélange infrapréalpin»).

La complexité structurale de l'Ultrahelvétique résulte d'un clivage initial de la série sédimentaire lors de sa mise en place par gravité sur les nappes helvétiques, dès l'Oligocène inférieur (ANATRÀ 1986): c'est le mécanisme de la diverticulation (LUGEON 1943, BADOUX 1963). Poussé au front de l'édifice préalpin par l'avancée des autres nappes préalpines, l'Ultrahelvétique se met en place dans le bassin nordhelvétique (=bassin subalpin ou bassin molassique de l'UMM, WEIDMANN 1993) au cours de l'Oligocène inférieur à moyen. Pour certains auteurs, la mise en place en une ou plusieurs masses glissées est d'origine tectonique (BADOUX 1988, JEANBOURQUIN et al. 1992), pour d'autres il existe un passage stratigraphique des Grès de Cucloz au «Wildflysch subalpin» dans lequel se sédimentent les olistostromes et olistolithes mésozoïques ultrahelvétiques (WEIDMANN et al. 1982, WEIDMANN 1993, GABUS 2000).

En comparaison avec les séries stratigraphiques des Préalpes internes, le massif du Montsalvens peut être rapproché du diverticule d'Anzeinde et le Bois de Bouleyres du diverticule du Sex Mort (GUILLAUME 1957, p. 170; BADOUX 1988), qui constituent ensemble l'Ultrahelvétique inférieur (BADOUX 1963). Les lambeaux du Bois de Bouleyres pourraient aussi être assimilés au diverticule du Laubhorn (CARON 1976, p. 299), comme le suggérait déjà MORNOD (1949a, p. 97).

Le massif du Montsalvens a été étudié et cartographié en détail par GUILLAUME (1957) et ANATRÀ (1979), les collines du Bois de Bouleyres – et plus généralement le bassin de Bulle – par MORNOD (1949a). Voir également ENGELKE (1907), qui décrit et illustre de nombreux affleurements aujourd'hui en partie disparus. Le massif du Montsalvens a fait l'objet de révisions stratigraphiques et sédimentologiques par ANATRÀ (1986), le Bois de Bouleyres par PUGIN (1986).

## BOIS DE BOULEYRES

**Jurassique****a Marnes micacées bioturbées (Aalénien)**

(= Aalénien de MORNOD 1949a)

Masse puissante de schistes marno-silteux noirs, micacés et bioturbés, avec intercalations en bancs fins, lenticulaires ou en miches de grès calcaréo-siliceux et de calcaires gréseux, bioclastiques ou ferrugineux, à patine rouge-ocre. Les fossiles sont nombreux: bivalves (*Posidomya*), bélemnites et ammonites des Zones à *Murchisonae* et *Concavum*. Les principaux gisements ont été reportés sur la carte. L'importance de la pyrite, des tapis bactériens et la présence d'hydrocarbures indiquent un milieu de dépôt en grande partie anoxique.

L'âge est aalénien moyen et supérieur. Epaisseur estimée par MORNOD (1949a): 200 à 300 m. Les limites stratigraphiques inférieure et supérieure de la formation ne sont pas visibles.

**i<sub>1</sub> Schistes argileux, calcaires bioclastiques, calcaires gréseux et calcaires argileux tachetés (Bajocien)**

(= «Mikroflaserschichten» p.p. de HEIM 1920, «Bajocien» de MORNOD 1949a)

Cet intervalle comprend des faciès variés qui débent généralement par des schistes argileux beiges à *Posidomya*, fossiles dont PUGIN (1986) remet en cause la valeur biostratigraphique. La lithologie la plus caractéristique du niveau est constituée de calcaires argileux tachetés à patine jaunâtre (mudstone-wackestone), en bancs de 10 à 40 cm, qui alternent avec des schistes marneux tachetés. S'y intercalent des calcaires bioclastiques (à débris d'échinodermes et à filaments) et des calcaires gréseux gris ou bleuâtres, amalgamés ou entrecoupés de schistes argilo-gréseux. Les calcaires à filaments sont des wackestones à packstones à radiolaires et protoglobigérines; les calcaires gréseux contiennent en plus des foraminifères benthiques, des spicules d'éponges, des lithoclastes, du quartz et de la glauconie. Les bancs peuvent montrer un granoclassement, des structures de tempêtes et de beaux *Zoophycos*, comme à Praz-Couquin au NNW de Broc (573.62/162.55).

Les macrofossiles sont nombreux: bélemnites et ammonites, qui caractérisent le Bajocien. Le milieu de dépôt est pélagique à hémipélagique avec courants induits par les tempêtes. Epaisseur 50 à 80 m selon MORNOD (1949a).

**i<sub>2</sub> Calcaires gréseux et oolithiques** (Bathonien)  
 (= «Pereyre-Schichten» de HEIM 1920, «Bathonien» p.p. de MORNOD 1949a)

Ce niveau ne se distingue du précédent que par la disparition des calcaires argileux et le développement des calcaires bioclastiques (spathiques), oolithiques et grésoglaucieux. Les bancs sont soit granoclassés, soit intensément bioturbés. La macrofaune nombreuse est composée de brachiopodes, d'oursins et d'ammonites. La limite supérieure n'est jamais visible. Le milieu de dépôt est bathyal avec des apports périodiques de tempestites. L'épaisseur de 80 m avancée par MORNOD (1949a) semble surestimée.

**i<sub>3-4</sub> Marnes à nodules** (Callovien – Oxfordien)  
 (= Schistes callovo-oxfordien de MORNOD 1949a)

Cette série, qui présente une grande analogie avec la série basale du massif du Montsalvens, est composée de marnes schisteuses gris foncé, finement mica-cées, parsemées de nodules calcaires foncés ferrugineux (centimétriques à décimétrique), dont le noyau est souvent constitué d'une ammonite. Quelques bancs peu épais de calcaires argileux jaune brunâtre à l'altération et de calcaires gréseux tachetés bleuâtres s'intercalent dans les schistes. L'âge déduit des ammonites est callovien supérieur à oxfordien inférieur. Le milieu de dépôt est pélagique et l'épaisseur est de 50 m.

## MASSIV DU MONTSALVENS

### Jurassique

#### **i<sub>4</sub> Marnes à nodules, calcaires et marnes** (Oxfordien inférieur) (= Schistes à nodules + Calcaire à ciment de GUILLAUME 1957)

La base de la série est formée par des marnes schisteuses micacées gris foncé ou noires, à petits nodules calcaires ferrugineux et phosphatés dont le noyau est souvent constitué d'une ammonite des Zones à *Lamberti* (?) et *Mariae* (GUILLAUME 1957). Au milieu, apparaissent graduellement des bancs calcaréo-argileux à patine rousse, d'abord lenticulaires, puis continus latéralement, avec disparition progressive des nodules dans les marnes.

Le sommet de la série comprend une alternance en bancs de 20 à 40 cm de calcaires argileux à patine rousse, parfois bioturbés, et des marnes grises qui ont livré des ammonites de la Zone à *Cordatium*. Les calcaires sont des (mudstones-) wackestones à lithoclastes (quartz, plagioclases, micas, carbonates), bioclastes néritiques de plate-forme (lamellibranches, ostracodes, échinodermes, brachiopodes, foraminifères benthiques, spicules d'éponges) et organismes pélagiques (radiolaires, protoglobigérines, *Cadosina*, *Globochaete*). Au Pissot (576.67/165.54), un niveau marneux s'est révélé pétri de *Rhynchonella montsalvensis* (GUILLAUME 1957, p. 16).

Le milieu de dépôt correspond à la partie inférieure du talus, au-dessus de la lysocline de l'aragonite (ANATRÀ 1986). L'épaisseur totale de cette série estimée à Bifé-Dessous (576.30/164.90; GUILLAUME 1957) est de 120 m .

#### **i<sub>5-6</sub> Calcaires noduleux** (Oxfordien moyen – supérieur) (= Calcaire concrétionné + Calcaire schisteux + Calcaire en grumeaux de GUILLAUME 1957)

Cette unité est bien exposée dans le défilé sud-ouest des Gorges de la Jogne, le long du sentier (575.52/161.70; GUILLAUME 1957, p. 21). Sa puissance est de l'ordre d'une cinquantaine de mètres.

Sa base correspond à l'enrichissement progressif des bancs marneux de la formation précédente par de petits nodules carbonatés centimétriques. Quelques mètres au-dessus, les nodules, formés en majeure partie de bivalves et de céphalopodes partiellement dissous, envahissent également les bancs calcaires. De patine gris clair et cassure brun clair, ces derniers se présentent en bancs minces et bioturbés. Les ammonites sont fréquentes et indiquent le sommet de la Zone à *Cordatium*, les Zones à *Transversarium*, *Bifurcatus* et *Bimammatum* (GUILLAUME 1957). Ce premier intervalle noduleux mesure environ 15 m d'épaisseur.

La partie médiane est constituée d'une dizaine de mètres d'alternance de calcaires en bancs épais (0,5 à 1,2 m), à silex, et de marnes foncées schisteuses peu épaisses (3 à 15 cm). Certains bancs peuvent être légèrement spathiques. Très rares ammonites de la Zone à *Planula* (= *Achiles*).

Le sommet de cette unité est caractérisé par des calcaires noduleux bien lités à minces interlités marneux. Les nodules, plus grands qu'à la base (en moyenne 5 à 7 cm), ne contiennent plus de restes de céphalopodes et sont individualisés par des faisceaux stylolithiques. Rares ammonites des Zones à *Planula* et *Tenuilobatus* (GUILLAUME 1957).

Le microfaciès des calcaires noduleux est un mudstone–wackestone à *Globochaete*, protoglobigérines, *Cadosina*, radiolaires, *Saccocoma*, *Aptichi*, spicules d'éponges et débris d'ostracodes, d'échinodermes, de lamellibranches et petits foraminifères benthiques.

Le milieu de dépôt correspond au talus bathyal, sous la lysocline de l'aragonite, entre 500 et 2000 m de profondeur (ANATRÀ 1986).

#### **i<sub>7,8</sub> Calcaires en petits bancs et calcaires bréchiques**

(Kimméridgien – Tithonien supérieur)

(= Calcaires lités + Calcaires graveleux + Calcaires sublithographiques + Calcaires bréchiques de GUILLAUME 1957)

Les Calcaires en petits bancs constituent l'ossature des reliefs du massif du Montsalvens et soulignent en particulier la succession des replis anticlinaux de la bordure occidentale du massif, bien visibles depuis Morlon et la rive gauche du lac de la Gruyère. Ce sont des calcaires plaquetés micritiques fins à patine grise et cassure foncée, parfois à silex gris foncé, avec des niveaux de calciturbidites granoclassées amalgamées. Les bancs sont minces (centimétriques à décimétriques), leur surface est plane ou légèrement mamelonnée. Ils sont séparés par des interlités marneux millimétriques. Le microfaciès est un mudstone–wackestone à éléments pélagiques (*Globochaete*, protoglobigérines, *Cadosina*, radiolaires, *Saccocoma*, *Aptichi*, ammonites juvéniles, bélemnites) et, en proportion variable, mais pouvant devenir importante dans les calciturbidites (wackestones–packstones), bioclastes de plate-forme (spicules d'éponges, ostracodes, échinodermes, lamellibranches, petits foraminifères benthiques) et quartz. La microfauve de cadosines et de très rares ammonites indiquent un âge du Kimméridgien au Tithonien moyen. Epaisseur 60 m.

Les calcaires bréchiques constituent un niveau peu épais (5 à 10 m), gris clair bleuté, qui semble constant au sommet des Calcaires en petits bancs. Comme le souligne GUILLAUME (1957, p.51): «Partout où le contact Malm–Crétacé est découvert, on reconnaît aisément le niveau bréchiqve». Celui-ci est constitué de gros bancs amalgamés métriques de calcaires micritiques bréchiqves,

à galets millimétriques à centimétriques et cassure gris-brunâtre. Des intercalations micritiques ou pseudoolithiques sont présentes à la base. Le sommet est caractérisé par un hardground correspondant à une lacune de la sous-zone de calpionelles A3 (ANATRÀ et al. 1980). Le microfaciès dominant montre une matrice de type wackestone, à calpionelles, *Saccocoma*, radiolaires et *Globochaete*, qui enrobe des galets à microfaciès soit analogue à celui des Calcaires en petits bancs, soit identique à la matrice. Les calpionelles des sous-zones A1 et A2 indiquent un âge tithonien supérieur (PASQUIER 1995).

Milieu de dépôt: talus ou pied de talus avec apports de résédiments de plateforme par des courants de turbidité, entre la lysocline de la calcite et le niveau de compensation de l'aragonite (ANATRÀ 1986).

## Crétacé

### **c<sub>1</sub> Calcaires argileux, marnes à granules et calcarénites lie-de-vin** (Berriasien moyen – supérieur) (= Couches de Berrias + Calcaire oolithique de GUILLAUME 1957)

Série localement réduite par l'action de la tectonique, présentant une grande variété lithologique. Le meilleur endroit pour l'observer est «l'abrupt de Villarbene» (575.89/164.11), où plusieurs générations de géologues se sont succédées (GILLIERON 1873, HEIM 1920, BÜCHI 1923, GUILLAUME 1957, ANATRÀ 1979, PASQUIER 1995). On y rencontre:

- Une alternance de calcaires argileux sombres bioturbés, à granules noires, en bancs parfois boudinés (centimétriques à décimétriques) et des marnes schisteuses noires; figures de slumps; rares ammonites et bivalves. Le microfaciès est un wackestone à calpionelles, radiolaires, calcisphères, foraminifères benthiques, échinodermes, bivalves, ostracodes, spicules d'éponges, péloïdes et quartz.
- Une alternance de marnes sombres et de calcaires gréseux brunâtres bioturbés en bancs minces (centimétriques à décimétriques) et fines laminations parallèles turbiditiques. Microfaciès: wackestone (–packstone) à microfaune pélagique rare (calpionelles, radiolaires, calcisphères) et éléments de plateforme (foraminifères benthiques, échinodermes, bivalves, ostracodes, spicules d'éponges, péloïdes et quartz).
- Des marnes grises à granules noires, bioclastes roulés, lentilles et blocs remaniés de calcaires argileux, gréseux ou micritiques; figures de slumps.
- Une alternance décimétrique de calcaires argileux brunâtres et de marnes foncées; intense bioturbation, riche macrofaune: ammonites, bélemnites,

bivalves et *Aptichi*. Le microfaciès est un mudstone (–wackestone) à calpionelles, radiolaires, calcisphères et *Globochaete*.

- Des calcarénites lie-de-vin en bancs amalgamés parfois métriques, à matériel grossier de plate-forme, périrécifal, oolithique ou oncolithique. Les bancs montrent des bases érosives, des sommets bioturbés et des structures turbiditiques. Le microfaciès est un grainstone (–packstone) à foraminifères benthiques, échinodermes, bivalves, brachiopodes, bryozoaires, algues, coraux, oôides, oncoïdes, péloïdes et lithoclastes.

Les calpionelles indiquent les zones B sup. (?), C et D, alors que les ammonites définissent le milieu et le sommet de la Zone à *Occitanica* et la Zone à *Boissieri*. Milieu de dépôt: talus ou pied de talus avec glissements, coulées et courants de turbidité; la faune de mollusques indique une profondeur de 1000 à 2000 m. Epaisseur variant de quelques mètres à 40 m.

#### **c<sub>2-4</sub> Calcaires et marnes tachetés à niveaux siliceux**

(Valanginien – Barrémien inférieur)

(= Calcaires tachetés + marnes brunâtres + calcaire en miches + calcaire siliceux + calcaire glauconifère de GUILLAUME 1957)

Alternance monotone de calcaires argileux bioturbés, finement laminés, en bancs de 10 à 30 cm, et de marnes tendres grises ou brunes de 20 à 40 cm d'épaisseur, jaune brunâtre à l'altération, riches en pyrite. Avec encore des calpionelles à la base, toute la série est riche en radiolaires et contient de fréquentes ammonites pyritisées des Zones à *Roubaudiana*, *Verrucosum*, *Radiatus*, *Sayni*, *Angulicostata*, *Putchella* et *Caillaudianus* (GUILLAUME 1957). Le microfaciès est un mudstone (–wackestone) à calpionelles (à la base), radiolaires, *Cadosina*, *Globochaete*, foraminifères benthiques, échinodermes, spicules d'éponges, bivalves, ostracodes et algues.

Trois niveaux détritiques siliceux épais de 10 à 20 m interrompent l'alternance de calcaires et marnes tachetés. Plus ou moins continus à l'échelle du massif, ils déterminent souvent de petites parois, des crêtes ou des pentes raides. Les ammonites qui les encadrent permettent de les situer au Valanginien supérieur, à l'Hauterivien moyen et à l'Hauterivien supérieur. Ces biocalcarénites grésoglauconieuses sont des packstones riches en débris d'échinodermes, spicules d'éponge et foraminifères benthiques.

Si des figures de slumps se rencontrent à l'échelle du banc tout au long de la série, de grands slumps métriques ou décamétriques ont été inventoriés à la base et au milieu du Valanginien, ainsi qu'au milieu et au sommet de l'Hauterivien (ANATRÀ 1986). Milieu de dépôt: talus ou pied de talus, hémipélagique à pélagique, avec glissements, coulées et courants de turbidité. Epaisseur 150 à 200 m.

**c<sub>4</sub> Calcarénites beiges oolithiques (Barrémien inférieur)**

(= Calcaire pseudoolithique de GUILLAUME 1957)

Niveau massif beige, bien visible dans la morphologie, de calcarénites oolithiques mal stratifiées, à éléments et microorganismes périrécifaux de plateforme, qui rappelle par son faciès l'Urgonien de l'Helvétique. Le microfaciès est un packstone–grainstone en général mal trié, à ooïdes, péloïdes, oncoïdes, foraminifères benthiques, lamellibranches, gastéropodes, brachiopodes, échinodermes, bryozoaires et algues.

Milieu de dépôt: remplissage de chenaux ou accumulation de lobes de coulées sur la partie inférieure du talus (ANATRÀ et al. 1980). Les orbitolines, parmi lesquelles CLAVEL et al. (1994) ont signalé *Valserina brönnimanni*, indiquent un âge barrémien inférieur. L'épaisseur varie latéralement, 30 m dans sa plus grande extension.

**c<sub>5</sub> Calcaires grésoglaucieux (Aptien)**

(= Grès glaucieux de GUILLAUME 1957)

Dans le ruisseau du Javrex au NNE de Cerniat (579.04/165.90), où elle est le mieux développée, cette unité surmonte par un contact net et érosif les calcarénites beiges oolithiques du Barrémien inférieur. D'aspect massif, très durs et caractérisés par une couleur sombre à la cassure, les calcaires grésoglaucieux, qui peuvent passer latéralement à des grès glaucieux, se présentent localement en bancs décimétriques à métriques séparés par des niveaux marno-gréseux noirs. Le sommet du niveau est marqué par un hardground couvert d'inocérames mal conservés (ANATRÀ 1986). Le microfaciès est un grainstone à petits foraminifères benthiques, débris d'échinodermes, spicules d'éponges, rares hedbergelles, et en proportion variable du quartz (20 à 50 %) et de la glauconie (5 à 15 %). Des laminations, des granoclassements et des figures de courant à la base des bancs attestent de dépôts turbiditiques, comme pour les Calcarénites beiges oolithiques, sur la partie inférieure du talus.

L'âge est déduit des niveaux qui encadrent cette unité: Aptien inférieur à Aptien supérieur (ANATRÀ 1986). Epaisseur: 15 m.

Mentionnons cependant qu'en d'autres points des Préalpes ultrahelvétiques externes (klippe de Sulens, collines du Faucigny), plusieurs auteurs (KINDLER 1986; CHAROLLAIS et al. 1993) interprètent cette formation comme résultant de resédimentations et la datent du Paléocène supérieur – Eocène inférieur en se basant sur la découverte de microfaunes tertiaires.

**c<sub>6-7</sub> Marnes noires et calcaires argileux**  
 (Aptien supérieur – Albién supérieur)  
 (= Marnes noires + Marnes olive de GUILLAUME 1957)

Niveau tendre mal affleurant dont la meilleure coupe est située dans le Riau des Covayes (578.6/165.5) au nord de Cerniat (MORNOD 1949b, p. 574ss; GUILLAUME 1957, p. 115; ANATRÀ 1979, p. 58). Il s'agit de marnes schisteuses noires ou olive, lustrées, légèrement micacées, verdâtres et glauconieuses au sommet, avec intercalations de rares bancs carbonatés argileux lenticulaires et à slumps. Les marnes noires (= «black shales») sont assez fossilifères: ammonites, bélemnites, inocérames et foraminifères planctoniques. Elles renferment à leur base des agrégats (centimétriques à décimétriques) de pyrite et de marcassite, autrefois exploités (GUILLAUME 1957). Cet intervalle stratigraphique semble contemporain d'événements anoxiques océaniques globaux (ANATRÀ 1986). Le mélange de microfaune benthique et pélagique, ainsi que leur remaniement, attestent de dépôts gravitatifs, sur la partie basale du talus. Age: Aptien supérieur – Albién supérieur d'après les foraminifères planctoniques. Epaisseur 20 m.

**c<sub>8-11</sub> Marnes et calcaires argileux à niveaux bigarrés**  
 (Cénomanién – Santonien moyen)  
 (= Faciès des calcschistes planctoniques de GUILLAUME 1957)

Cette formation comprend une alternance décimétrique (10 à 30 cm) de calcaires argileux bioturbés et de marnes, à microfaune planctonique, gris, verdâtres ou brun clair, surmontant stratigraphiquement les marnes noires. Comme le niveau sous-jacent, cette formation est bien exposée dans le Riau des Covayes (578.6/165.5), en plusieurs tronçons entre 970 m et 1075 m (MORNOD 1949b, p. 574ss; GUILLAUME 1957, p. 119ss; ANATRÀ 1979, p. 62). Les calcaires sont des wackestones–packstones riches en foraminifères planctoniques avec en moindre proportion des radiolaires, spicules d'éponge, petits foraminifères benthiques, ostracodes, prismes d'inocérames et lithoclastes (quartz, glauconie). Au milieu de la série s'intercale un ensemble d'une dizaine de mètres de calcaires compacts blanchâtres à joints argileux minces (millimétriques ou centimétriques), qui prend un aspect bigarré (beige, gris, verdâtre ou rose) selon la teneur en argile de la roche. Des niveaux plus sombres à la base de la séquence attestent d'un autre épisode anoxique (ANATRÀ 1986). Les remaniements de la microfaune pélagique, de faibles laminations parallèles et de rares granoclasses traduisent l'interstratification de turbidites fines dans les sédiments autochtones de la base du talus. L'abondance des foraminifères planctoniques permet de dater l'intervalle du Cénomanién inférieur au Santonien moyen (MORNOD 1949b, CARON M. 1976, ANATRÀ 1986). Epaisseur: environ 50 m.

## MÉLANGE INFRAPRÉALPIN

(Eocène supérieur ?)

(Zones du Gros Plané, de la plaine de Bulle, de la Bodevena, des Echelettes, de la Terrailonne)

Sous la dénomination de *Mélange infrapréalpin* ont été regroupés deux types de wildflysch dont les relations et les extensions sont encore mal connues sur la feuille Gruyères.

Sous la nappe du Gurnigel et sous le massif ultrahelvétique du Montsalvens, la formation du «Wildflysch subalpin» pourrait être interstratifiée au sommet de la formation de Cucloz, de manière analogue à ce que l'on trouve sur le versant occidental des Pléiades (WEIDMANN et al. 1982). La matrice tendre, qui affleure rarement, consiste en marnes silto-argileuses sombres, souvent broyées, paléontologiquement stériles. Les éléments, de toutes tailles (millimétriques à hectométriques), se rattachent principalement à l'Ultrahelvétique et au Flysch du Gurnigel. Le massif du Montsalvens et le Mésozoïque du Bois de Bouleyres pourraient être interprétés comme des olistolithes de très grande taille. L'âge probable du mélange est donné par celui des lentilles les plus jeunes, datées du Priabonien (NP 19–21) par la nanoflore (VAN STUIJVENBERG 1979, EL AGAMY 1979).

Une autre zone de wildflysch, apparenté au «Wildflysch du Gros Plané», se trouve entre la nappe du Gurnigel et celle des Préalpes médianes. Selon MOREL (1976, 1980), la zone de la plaine de Bulle en serait le prolongement. L'origine paléogéographique des lentilles paraît être sudhelvétique, ultrahelvétique et sub-briançonnaise. L'âge de ce wildflysch demeure conjectural: Eocène supérieur ou plus jeune (WEIDMANN 1993).

Dans le versant sud-ouest de la Berra, les mauvaises conditions d'affleurement, les nombreux glissements et les tassements n'ont pas toujours permis de départager nettement les différentes unités, surtout du fait que plusieurs sont d'âge crétacé supérieur (Maastrichtien s. l.): base du Flysch du Gurnigel, lentilles de calcschistes planctoniques de la zone de la Bodevena (Bodevine sur la nouvelle carte topographique) et autres lentilles de provenance incertaine (Couches de Wang ?) dans le wildflysch.

Les principaux types lithologiques constituant les lentilles et blocs du Mélange infrapréalpin sont énumérés ici en fonction de leur âge reconnu ou supposé:

- *Gypse (Trias)*: Les affleurements de gypse, décrits au front de la nappe des Préalpes médianes au nord-ouest de Pringy (571.55/159.03 et 571.60/159.20, PUGIN 1952, SCHNEUWLY 1986), sous le massif ultrahelvétique du Montsalvens au nord-est de Villarbeney (575.45/164.85, MORNOD 1949a, GUILLAUME 1957) ainsi qu'entre le massif du Montsalvens et la nappe des Préalpes médianes au nord-est de Cerniat (579.40/165.53, GUILLAUME 1957), n'ont pas été retrouvés.

- *Calcaires spathiques (Lias: Sinémurien ?)*: calcaires à crinoïdes, gris ou gris-bleu foncé, apparaissant en écailles dans le Flysch du Gurnigel du versant nord-ouest de la Chia (CORMINBOEUF 1965); affleurements recouverts ou disparus (567.73/159.50 et 567.85/159.46).
- *Schistes mordorés (Aalénien)*: marnes souvent gréseuses et argilites schisteuses, micacées, brunâtres, gris-vert, gris foncé bleuâtre ou noirâtre, ocre par altération; à *Posidonomya* et ammonites. Plusieurs lentilles autour de la Blancharde (568.50/158.20), soit entre le Flysch du Gurnigel et la nappe des Préalpes médianes.
- *Marnes gris clair (Bajocien ?)*: marnes parfois tachetées à *Posidonomya* et fragments d'ammonites. L'affleurement signalé au sud-ouest du Frachy (569.12/158.46) par CORMINBOEUF (1965), soit entre le Flysch du Gurnigel et la nappe des Préalpes médianes, n'est plus visible.
- *Calcaires en petits bancs et calcaires bréchiques (Kimméridgien à Tithonien)*: Des calcaires micritiques beige à brun clair, plaquetés, en bancs minces (centimétriques à décimétriques), associés à des calcaires bréchiques massifs (décimétriques à métriques) à *Aptichi*, affleurent en lames isolées dans la plaine de Bulle (voir aussi ENGELKE 1907). Les principales sont situées à la Tour-de-Trême (571.17/161.79 et 571.58/161.96), à Epagny (572.76/159.83), au sud de Riaz (571.32/164.86) et sur la rive gauche de la Jogne, à Broc-Fabrique (574.92/161.66). D'autres se trouvent sous la nappe du Gurnigel (la Chablex: 576.92/167.41 et 576.84/16732; la Richerne: 578.28/168.72; la Palud: 577.50/168.06), entre le massif du Montsalvens et le Flysch du Gurnigel (la Guille: 577.06/166.33), et entre la nappe des Préalpes médianes et le Flysch du Gurnigel (Les Echelettes: 583.48/166.94). Ils s'agit de biomicrites à radiolaires, beige, gris ou brun clair et calcaires micritiques bréchiques. MORNOD (1949a) leur attribue un âge Kimméridgien et Portlandien (= Tithonien), alors que GUILLAUME (1957) les restreint au Portlandien. L'affleurement d'Epagny a fourni une association de calpionelles de la zone A3 du Tithonien (PUGIN 1986). L'origine paléogéographique de ces lentilles reste controversée. Elles ont été rattachées à la série ultrahelvétique du massif du Montsalvens par MORNOD (1949a), avec quelques réserves à celle de la nappe du Sex-Mort par PUGIN (1986) et certaines d'entre elles à celle de la nappe des Préalpes médianes par ANATRÀ (1979).
- *Calcaires et marnes tachetés à niveaux siliceux (Valanginien à Barrémien)*: biomicrites à radiolaires et calcarénites gréséo-glauconieuses, présentes sous la nappe du Gurnigel (Plan de la Croix: 576.05/166.50; la Guignarde: 576.36/166.80), entre le massif du Montsalvens et le Flysch du Gurnigel (la Guille: 576.81/16639; la Joux-Derrey: 578.33/166.96) et sous le massif du Montsalvens (les Fenillets: 575.59/164.91).

- *Marnes noires (Albien)*: marnes noires à pyrite et marnes olive. Élément d'une lentille composite visible à la Joux-Derrey (578.33/166.92), entre le massif du Montsalvens et le Flysch du Gurnigel.
- *Marnes et calcaires argileux à foraminifères planctoniques (Cénomaniens à Campaniens–Maastrichtiens?)*: calcaires argileux, calcschistes et marnes bioturbés, gris, blanchâtres, verdâtres ou rougeâtres. Quelques affleurements à l'ouest de la Sarine, au front de la nappe des Préalpes médianes (nord-ouest de Pringy: 571.61/159.04, plus visible; SSE de Montbarry: 571.06/159.18, PUGIN 1952) et entre le Flysch du Gurnigel et la nappe des Préalpes médianes (est de la Blancharde: 569.04/158.34, plus visible, PUGIN 1952, CORMINBOEUF 1965); mais surtout innombrables lentilles de toutes tailles (centimétriques à hectométriques) à l'est, sous le massif du Montsalvens et entre celui-ci et le Flysch du Gurnigel (zone de la Bodevena, GUILLAUME 1957, EL AGAMY 1979).
- *Flysch de la nappe du Gurnigel (Maastrichtien–Lutétien)*: nombreuses lentilles marno-gréseuses entre le massif du Montsalvens et le Flysch du Gurnigel (la Joux-Derrey); certaines d'entre-elles ont été datées par la nannoflore calcaire. Au front de la nappe des Préalpes médianes (le Creux: 571.59/159.24; Montilly: 572.42/159.62; les Echelettes: 583.26/166.78), des écaillés de Flysch du Gurnigel pourraient être interprétés comme des olistolithes de grande taille.
- *Calcaires organogènes (Lutétien supérieur – Priabonien)*: calcarénite à gros foraminifères benthiques (discocyclines, nummulites) et Corallinacées; contient localement du quartz et de la glauconie. Rares lentilles sous le massif du Montsalvens (Petit Mont: 575.64/165.32) et sous la nappe du Gurnigel (la Chablex: 577.00/167.46); une lentille de même âge et de faciès semblable a été trouvée en position structurale identique sur la feuille Rossens, au nord (WEIDMANN 2005.). Les foraminifères indiquent le Lutétien supérieur – Bartonien et le Priabonien. Le microfaciès ne rappelle en rien les faciès de l'ultrahelvétique. Ces calcaires organogènes pourraient provenir d'un domaine plus interne (communication écrite Dr. Ursula Menkveld-Gfeller, Berne).
- *Lithofaciès d'âge indéterminé*: Il s'agit d'une lentille calcaire sous le massif du Montsalvens (Creux des Arses: 575.90/164.72), qui n'a pu être datée.

Un certain nombre d'affleurements marneux dans la zone de la Bodevena, datés grâce aux nannoflores de l'Eocène supérieur (Priabonien) ou plus jeune (EL AGAMY 1979) ont été représentés sur la carte sous le figuré général du Mélange infrapréalpin. Il n'a pas été possible d'établir s'il s'agit de lentilles de marnes à globigérines de provenance sudhelvétique dans le mélange ou de la matrice du

mélange, qui, dans le cas du «Wildflysch subalpin» interstratifié au sommet de la formation de Cucloz, possède des âges proches.

Les calcaires grés-marneux bleus des Echelettes et des Botteys (TERCIER 1928), qui ressemblent aux calcaires gréseux gris-bleu décrits dans la Zone du Gros Plané (MOREL 1976), pourraient être un équivalent méridional des Couches de Wang (MOREL 1976) et constituer des lentilles dans le mélange infrapréalpin. Leur âge Maastrichtien fourni par les nannoflores calcaires et leur apparente continuité avec le Flysch du Gurnigel nous ont cependant incité à les rattacher à la nappe du Gurnigel.

## NAPPE DES PRÉALPES MÉDIANES

Les subdivisions adoptées suivent dans la mesure du possible les révisions les plus récentes de la nomenclature lithostratigraphique de de la nappe des Préalpes médianes (ISENSCHMID 1983, SEPTFONTAINE 1983, GUILLAUME 1986, METTRAUX 1989, PYTHON-DUPASQUIER 1990, BOREL 1997). Les cartes géologiques des auteurs fribourgeois CHENEVART (1945), CHATTON (1947) et PUGIN (1952) étant en grande partie basées sur des considérations biostratigraphiques, il a été nécessaire de réviser certaines limites, principalement dans le Lias et le Dogger.

D'autres cartes de thèses (SPICHER 1966, ANDREY 1974) et des cartes de diplômes inédites de l'Institut de Géologie de Fribourg (FAVRE 1984, MANDIA 1984, SCHNEUWLY 1986, DOERFLIGER 1989, DUBOIS 1999) ont été reprises partiellement dans ce travail. La plupart des formations passent graduellement de l'une à l'autre; les limites tracées sur la carte indiquent donc ces zones de passage.

### Trias

Les roches du Trias affleurent, parfois de façon sporadique, au cœur des anticlinaux de la Jogne, de Charmey et de Gruyères, ainsi que dans les écaillles frontales de la nappe. Elles forment des dépressions et des petits cols souvent recouverts de dépôts quaternaires.

#### t<sub>y</sub> Gypse (Carnien ?)

La question de l'appartenance du gypse à la la nappe des Préalpes médianes ou de son interprétation en tant que lentilles dans un mélange infra-nappe peut être l'objet de nombreuses discussions. Trois affleurements de gypse associés aux autres roches triasiques de la nappe des Préalpes médianes ont été rattachés à la base de cette série. Le mieux visible est situé dans l'anticlinal de Charmey, dans le ruisseau qui coule au sud de La Chapalleyre, vers 1150 m (582.52/165.43). Il s'agit de gypse cristallin blanc associé à des dolomies microgrenues et des marnes (SPICHER 1966). La masse est fortement broyée et disloquée. Le contact avec la cornieule est masqué. Deux autres affleurements de gypse d'aspect rubané, d'extension limitée, sont visibles en bordure de zones de glissement au nord-ouest du Pré de l'Essert (583.44/166.46 et 583.52/166.63). Le gypse signalé par ANDREY (1974) aux coordonnées 583.97/166.50 n'a pas été retrouvé.

La présence de gypse au cœur des anticlinaux est également supposée en raison des nombreuses dolines que l'on observe dans la moraine et qui résultent

de phénomènes d'effondrement et de dissolution. Plusieurs sources sulfureuses trahissent un substratum gypseux (GILLIERON 1885, CHENEVART 1945). Milieu de dépôt: sebkha.

**t<sub>r</sub>      Cornieule (Carnien ?)**

La cornieule affleure dans la zone frontale de la nappe autour de Gruyères et du Pré de l'Essert, et au cœur des anticlinaux. Il s'agit d'une brèche dolomitique à ciment calcaire, à rares fragments d'argilites, de couleur gris-beige, jaune, brune ou ocre. Elle semble appartenir aux cornieules monomictes de JEANBOURQUIN (1988). La roche est généralement non stratifiée et fortement vacuolaire en surface. S'il semble acquis que la cornieule soit étroitement liée à la dolomie, son mode de formation a donné lieu à de nombreuses controverses entre les partisans d'une origine sédimentaire, d'une origine tectonique ou d'une origine par altération (voir à ce sujet l'historique de JEANBOURQUIN 1988, p. 512). La limite inférieure, probablement tectonique, n'est jamais visible; la limite supérieure est graduelle et parfois avec passage latéral aux dolomies et calcaires dolomitiques. Age supposé: Carnien (BAUD 1972).

**t<sub>d</sub>      Dolomies et calcaires dolomitiques (Norien ?)**

Dolomies et calcaires dolomitiques en série bien stratifiée, en bancs décimétriques à métriques, de couleur beige, jaunâtre ou blanchâtre, séparés par de minces lits argileux dolomitiques beiges, passant vers le haut à des argilites fissiles verdâtres, grises, rougeâtres ou violacées pouvant atteindre 1 à 2 m. Les dolomies et les calcaires dolomitiques sont le plus souvent microcristallins, azoïques et à cassure lisse. Ils se présentent aussi sous forme de dolomicrites ou dolosparites à oïdes, péloïdes, débris de petits lamellibranches et petits foraminifères benthiques indéterminés. Cette unité n'a pu être datée sur la feuille Gruyères. Age supposé: Norien (BAUD 1972).

La limite supérieure est marquée par l'apparition graduelle de calcaires, de calcaires lumachelliques et de marnes noires. Milieu de dépôt: sebkha ou lagune très protégée. Epaisseur: plus de 150 m.

**r      Couches de Plan Falcon (Rhétien)**

(METTRAUX 1989; Formation de Plan Falcon, BOREL 1997; niveaux a-e de JEANNET 1912-1913)

Dans cet ensemble sont regroupées une grande variété de roches qui forment généralement une zone déprimée où les conditions d'affleurement sont mauvaises. Il s'agit de dépôts néritiques de faible profondeur où alternent de façon

irrégulière, en niveaux décimétriques à métriques, des marnes schisteuses noires, parfois dolomitiques, et des calcaires plus ou moins argileux et/ou dolomitiques, à patine jaune ou ocre et cassure gris bleu. De minces niveaux de «bone-beds» ne sont pas rares. Les calcaires sont souvent lumachelliques, bioclastiques, parfois oolithiques, spathiques, micritiques, dolomitiques ou gréseux. *Avicula contorta* et *Terebratula gregaria*, qui caractérisent le Rhétien, abondent, ainsi que divers autres organismes: brachiopodes, bivalves, gastéropodes, crinoïdes, ophiures, foraminifères benthiques, algues, coraux, dents et os de poissons.

La limite supérieure correspond au premier banc gréseux roux à *Chlamys*. Milieu de dépôt: plate-forme interne peu profonde (0 à 30 m) balayée par les tempêtes et les ouragans (METTRAUX 1989). Épaisseur variable: de 0 à quelques mètres dans la zone frontale, jusqu'à 30 m dans l'anticlinal de Charmey. ANDREY (1974) explique ces différences d'épaisseurs autant par des variations de sédimentation que par des réductions tectoniques.

## Jurassique

### REMARQUE PRÉLIMINAIRE

Le début des temps jurassiques est caractérisé par une grande instabilité des conditions de sédimentation. Les changements de faciès qui en résultent s'expriment surtout selon une direction transversale aux grandes lignes structurales, ce qui amène à distinguer pour une grande partie du Lias (et partiellement pour la partie inférieure du Dogger) deux secteurs séparés par l'anticlinal de la Jogne, lui-même situé, selon BOREL (1997), au droit d'une importante faille synsédimentaire qui serait à l'origine de ces changements lithologiques. Dans la légende de la feuille Gruyères cette distinction est visualisée par l'ajout d'une colonne supplémentaire appelée secteur de la Hochmatt.

WEIDMANN (1993, p. 20) résume bien la problématique de l'étude du Lias: «Comme tous les anciens auteurs l'ont relevé, les terrains liasiques montrent des variations latérales considérables: faciès et épaisseurs changent de manière complexe et les fossiles sont rares. D'où une certaine confusion dans la nomenclature, la définition et la datation des unités lithologiques». Les travaux de METTRAUX (1989), METTRAUX & MOSAR (1989), DOMMERGUES et al. (1990) et BOREL (1997) permettent d'affiner le cadre biostratigraphique et de proposer un contrôle géodynamique de la sédimentation, dans le contexte d'une tectonique synsédimentaire distensive.

Dans les travaux plus anciens, voir également HORWITZ (1913, 1914a, 1917, 1918, 1919, 1926, 1932) pour le Lias des zones frontales.

**I<sub>1</sub> Calcaires argilo-gréseux et calcaires oolithiques (Hettangien)**  
 (Formation du Col de Tompey + Formation du Bois de Luan p.p., BOREL 1997;  
 couches du Col de Tompey et couches d'Agreblierai, METTRAUX 1989; Formation  
 oolithique, SPICHER 1966)

Cette unité débute par un niveau peu affleurant souvent confondu avec les niveaux rhétiens, épais de 0 à quelques mètres, de marnes sableuses beiges, de calcaires plus ou moins gréseux et de grès glauconieux à patine rousse, riches en *Chlamys valoniensis* et *Chlamys thiollierei* (= Formation du Col de Tompey de BOREL 1997). Les bancs pluridécimétriques sont toujours fortement bioturbés et leur surface montre parfois des rides de vagues. Milieu de dépôt: plate-forme interne peu profonde soumise à l'action des tempêtes et des vagues (METTRAUX 1989). Age: Hettangien basal, mis en évidence par la palynologie (METTRAUX & MOHR 1989). Le corps principal de l'unité est constitué par un ensemble massif de calcaires oolithiques encore roux à la base, de teinte beige clair ou légèrement brunâtre ensuite (= Couches d'Agreblierai de METTRAUX 1989), qui détermine de petites parois blanches. Des passées plus micritiques, bioclastiques et spathiques sont présentes. Stratifications obliques et granoclassements y sont reconnaissables. Le microfaciès est généralement un packstone à éléments bien triés: ooides, péloïdes, oncoïdes, foraminifères benthiques, bivalves, brachiopodes, crinoïdes. La limite supérieure est marquée par l'apparition assez nette de calcaires spathiques, avec ou sans gravillons dolomitiques. *Chlamys* et huîtres sont nombreux, les ammonites rares. Dans les calcaires roux, SPICHER (1966) a trouvé *Waehneroceras* sp. et ANDREY (1974) *Psiloceras* cf. *planorbis*. Milieu de dépôt: faciès de haute énergie déposés sur une plate-forme interne peu profonde sous forme de barres oolithiques subémersives migrant au gré des courants (METTRAUX 1989). Epaisseur variable: 0 à 30 m. Cette unité est mal développée, voire absente<sup>1</sup>, dans les replis frontaux de la nappe (lacune stratigraphique, voir p.ex. Pugin 1952).

**I<sub>2-3</sub> Couches de la Grande Bonnavau: calcaire spathique (Sinémurien)**  
 (METTRAUX 1989; Formation spathique, SPICHER 1966; Formation de la Grande  
 Bonnavau, BOREL 1997)

Calcaires échinodermiques plus ou moins grossiers, en bancs de 10 à 60 cm amalgamés, à surfaces mamelonnées et laminations obliques, de couleur généralement claire: gris, beige ou blanchâtre, parfois rose, verdâtre ou foncée, parfois à nodules de silex. Quartz, glauconie, et grains de dolomie provenant de l'altération

---

<sup>1</sup> Dans les collines de Gruyères, la mince bande représentée, à tort, par la teinte et l'indice attribués aux calcaires argilo-gréseux et calcaires oolithiques (I<sub>1</sub>), est en réalité constituée de calcaires spathiques du Sinémurien (Couches de la Grande Bonnavau I<sub>2-3</sub>).

et de la dolomitisation des entroques, sont toujours présents. Le microfaciès est en général un packstone–grainstone bien trié, à débris d'échinodermes. Épaisseur: environ 30 m. Milieu de dépôt: dunes sous-marines progradantes sur une plate-forme soumise à l'action des tempêtes (METTRAUX 1989), profondeur 50 à 80 m (BOREL 1997). A la base de la formation, un niveau peu épais contenant d'abondants gravillons dolomitiques, surtout développé dans la partie frontale de la nappe, est connu sous le nom de «Brèche dolomitique» (CHATTON 1947, SPICHER 1966). Dans ce niveau, qui n'a pas été distingué sur la carte, SPICHER (1966) a récolté une ammonite du Sinémurien inférieur.

La limite supérieure des calcaires spathiques se marque par un horizon de condensation métrique, fossilifère, riche en bélemnites et en ammonites. C'est la «Brèche à bélemnites». Selon SPICHER (1966, p. 639), «le calcaire est lui-même spathique, gris bleuté, très cohérent, glauconieux, à nodules de phosphate». DOMMERGUES et al. (1990) ont montré qu'il y avait en réalité plusieurs horizons de condensation situés, sur le territoire de la feuille Gruyères, soit au sommet des Couches de la Grande Bonavau (Zone à *Raricostatum*), soit à la base des Couches du Petit Liençon (Zones à *Jamesoni* et à *Ibex*). Le sommet des Couches de la Grande Bonavau est daté du Sinémurien supérieur. Lorsque le niveau condensé est absent, c'est l'enrichissement graduel en calcaires siliceux et en marnes qui forme la limite.

#### **I<sub>4.5</sub> Couches du Petit Liençon: calcaires siliceux (Pliensbachien)**

(METTRAUX 1989; Calcaires siliceux ou Formation siliceuse, SPICHER 1966; Calcaires pélitiques inférieurs, ANDREY 1974; Formation des Brasses, SEPTFONTAINE 1983, BOREL 1997)

Les calcaires résistants des Couches du Petit Liençon (localité-type: 577.60/161.98) constituent l'armature des reliefs dans la partie frontale de la nappe (collines de Gruyères<sup>2</sup>, massif de l'Arsajoux au nord-est de Charmey). En rive gauche de la Jogne, un affleurement de calcaires siliceux bleuâtres au bord de la route, à l'ouest de Im Fang (584.28/160.88), a été rattaché aux Couches du Petit Liençon. Alternance de calcaires siliceux foncés, finement spathiques, en bancs de 5 cm à 1 m, et de marnes schisteuses. Les interlits marneux, encore minces à la base de la série, augmentent en épaisseur et en proportion au sommet.

---

<sup>2</sup> Représentées sur la carte par la teinte et l'indice attribués aux calcaires spathiques du Sinémurien (Couches de la Grande Bonavau I<sub>2,3</sub>), les roches affleurant dans les collines de Gruyères appartiennent en réalité aux calcaires siliceux du Pliensbachien (Couches du Petit Liençon I<sub>4.5</sub>). Les calcaires spathiques sinémuriens se réduisent là à la mince bande cartographiée à tort en Hettangien (calcaires argilo-gréseux et calcaires oolithiques I<sub>1</sub>). Comme ailleurs l'Hettangien est absent dans ce secteur frontal de la nappe des Préalpes médianes (voir Pugin 1952).

Gris bleu et très durs à la cassure, les calcaires prennent une couleur brunâtre et un aspect rugueux à l'altération. Les stratifications obliques mamelonnées favorisent le développement de «miches» surtout vers le haut de la série. Des récurrences spathiques s'observent (SPICHER 1966). Le microfaciès est un wackestone-packstone à spicules d'éponges abondants, échinodermes, petits foraminifères benthiques, radiolaires et quartz (2–5%). Grâce aux ammonites, DOMMERGUES et al. (1990) ont montré que la base des calcaires siliceux est d'âge carixien (= Pliensbachien inférieur).

Dans les écailles frontales du massif de l'Arsajoux, SPICHER (1966) a reconnu la Zone à *Margaritatus* du Domérien (= Pliensbachien supérieur) et, dans la région de Gruyères, PUGIN (1952) signale la Zone à *Spinatum* du Domérien, au sommet des calcaires siliceux. Milieu de dépôt: plate-forme soumise à l'action des tempêtes, un peu plus profonde que celle des calcaires spathiques des Couches de la Grande Bonavau (BOREL 1997). Limite supérieure: passage progressif aux Couches du Creux de l'Ours ou aux calcaires plus argileux et marnes de la Formation du Staldengraben. Epaisseur variable: 50 à 150 m.

#### **I<sub>6</sub> Couches du Creux de l'Ours** (Toarcien inférieur)

(METTRAUX 1989; Schistes carton de SPICHER 1966;)

Alternance de marnes sombres à noires et de calcschistes argileux noirs fêtidés, en bancs centimétriques finement laminés, avec de rares bancs de calcaires siliceux. Ce sont les «schistes carton» de SPICHER (1966, p. 667), qui les place, dans les écailles frontales au nord-est de Charmey et dans l'anticlinal de Charmey, à la base du membre A de la Formation du Staldengraben.

Toujours très fossilifères, les Couches du Creux de l'Ours ont livré une riche faune d'ammonites de la Zone à *Falciferum* du Toarcien inférieur (SPICHER 1966, ANDREY 1974). Le milieu de dépôt est anoxique. Il correspond à l'enneolement de la plate-forme et semble contemporain d'un événement océanique anoxique au Toarcien (METTRAUX et al. 1986, METTRAUX 1989).

La limite supérieure est ici progressive avec la Formation du Staldengraben et se marque par une diminution du caractère bitumineux et une augmentation de la bioturbation. Epaisseur variable entre 2 et 20 m.

## SECTEUR DE LA HOCHMATT

- I<sub>2-4</sub>**      **Couches du Chauderon et Couches d'Arvel:** schistes marneux et calcaires marno-siliceux; calcaires spathiques à gravillons dolomitiques (Sinémurien – Pliensbachien)  
(METTRAUX 1989)

Dans le flanc sud-est de l'anticlinal de la Jogne, du Motélon à la forêt du Rustoz, les calcaires oolithiques hettangiens sont surmontés par un complexe d'environ 50 m de schistes marneux foncés et de calcaires marno-siliceux en bancs de 20 à 30 cm, tantôt très compacts, tantôt entrelardés de schistes, qui pourrait représenter les Couches du Chauderon de METTRAUX (1989). Ce niveau est stérile sur le territoire de la feuille Gruyères. Au-dessus se développent des calcaires spathiques à gravillons dolomitiques formant une assise assez massive d'une centaine de mètres d'épaisseur parfois entrecoupée de schistes argileux. CHENEVART (1945) y a trouvé une ammonite qui indique le Lotharingien (= Sinémurien supérieur). Ces niveaux (qui réunissent des caractères rappelant tantôt les Couches du Chauderon, tantôt les Couches de la Grande Bonnavau) pourraient représenter les Couches d'Arvel, qui surmontent plus à l'ouest les Couches du Chauderon (METTRAUX 1989). La limite supérieure est arbitraire et correspond à l'augmentation progressive des calcaires silico-spathiques.

- I<sub>5-a</sub>**      **Couches de Rossinière** (Couches du Creux de l'Ours incluses): calcaires silico-spathiques (Pliensbachien supérieur – Aalénien)

Toujours dans le flanc sud-est de l'anticlinal de la Jogne, CHENEVART (1945) et MANDIA (1984) décrivent aux Rouvennes, dans la vallée du Gros Mont, au-dessus du «Lias spathique» (Couches d'Arvel), plus de 100 m de calcaires siliceux finement spathiques, en bancs de 6 à 60 cm amalgamés, à rognons et lits de silex, avec des récurrences spathiques, qui rappellent fortement les Couches de Rossinière de METTRAUX (1989). CHENEVART (1945) y a trouvé des faunes du Pliensbachien supérieur (alors que les Couches de Rossinière dans leur localité-type ne débutent pas avant le Toarcien moyen) et, au sommet, un niveau à Dasycladacées qu'il place dans la Zone à *Murchisonae* du sommet de l'Aalénien.

A noter l'absence, au Gros Mont et jusqu'à la limite sud de la feuille, des Couches du Creux de l'Ours («Schistes carton»), alors que de possibles équivalents apparaissent progressivement sous forme d'intervalles schisteux à l'intérieur même de la série siliceuse vers l'est, en direction du Petit Mont (CHENEVART 1945). Plus au sud-ouest (feuille Château d'Oex), les Couches du Creux de l'Ours s'intercalent nettement entre les Couches d'Arvel et les Couches de Rossinière et permettent alors de les séparer sans ambiguïté (METTRAUX 1989, BOREL 1997).

### Formation du Staldengraben

(SEPTFONTAINE 1983; Formation calcaréo-argileuse, SPICHER 1966;  
Calcaires pélitiques moyens et supérieurs, ANDREY 1974)

Cette épaisse série, 500 à 600 m dans la zone frontale (SPICHER 1966), 800 à 1500 m à la Hochmatt (DOERFLIGER 1989), s'individualise par son caractère calcaréo-argileux, sa couleur jaune brunâtre à l'altération et son rôle morphologique qui se traduit par des pentes plus douces et des cols, entre les reliefs résistants du Lias et les parois du Malm. Les nombreuses traces de *Zoophycos* (ou *Cancellophycus*) qu'elle renferme lui ont valu le nom classique de «Dogger à Zoophycos» ou «Dogger à Cancellophycus». Sur le territoire de la feuille Gruyères, certains niveaux sont très fossilifères riches en céphalopodes, ostracodes et foraminifères benthiques. Ils ont permis à CHENEVART (1945), CHATTON (1947) et PUGIN (1952) d'établir des cartes dont les limites sont en grande partie des limites d'étages. SPICHER (1966) et ANDREY (1974) définissent des unités lithostratigraphiques qui serviront de base aux travaux synthétiques de FURRER (1979) et SEPTFONTAINE (1970, 1983). Ce dernier introduit le terme de Formation du Staldengraben, subdivisée en membres A, B, C et D. C'est sur ce schéma que sont basées les cartes de diplômes de FAVRE (1984), MANDIA (1984), SCHNEUWLY (1986), DOERFLIGER (1989) et DUBOIS (1999) où sont tracées des limites lithologiques, parfois arbitraires dans ces alternances de calcaires et de marnes.

**l<sub>6</sub>-i<sub>1</sub>**      **Unité A, schisteuse – Unité B, calcschisteuse** (Toarcien – Bajocien)  
**a-i<sub>1</sub>**        **Unité A et B** (Secteur de la Hochmatt, Aalénien – Bajocien)

Les unités A et B étant souvent difficiles à différencier lithologiquement, elles ont été regroupées sur la carte.

Il s'agit d'une alternance de marnes schisteuses sombres, en couches d'épaisseur décimétrique à métrique, et de calcaires ou calcschistes argileux gris bleu tachetés, en bancs de 10 à 30 cm. La proportion des marnes est plus importante à la base de la série (unité A), qui reste toujours intensément bioturbée. Les calcaires sont parfois finement gréseux, micacés, spathiques ou siliceux. Ces couches sont très fossilifères: toute les zones d'ammonites du Toarcien, de l'Aalénien et du Bajocien semblent y être représentées. Le microfaciès est un wackestone–mudstone à spicules d'éponges, débris d'échinodermes et de bivalves, foraminifères benthiques, ostracodes, filaments, radiolaires, *Globochaete alpina*, péloïdes et quartz (voir liste des microfossiles chez FAVRE 1984).

Au sommet, la série devient habituellement plus marneuse et contient les «Couches à *Nannolithoceras tripartitum*», qui enjambent la limite Bajocien–Bathonien. La limite supérieure de l'unité B est placée au premier banc de calcaire gréseux ou oolithique, dont la patine rousse contraste avec le gris des

couches sous-jacentes. Age: Toarcien inférieur à Bajocien supérieur dans la zone frontale; Aalénien supérieur à Bajocien supérieur dans la partie sud-est de la feuille (secteur de la Hochmatt). Milieu de dépôt: bathyal (hémipélagique), eaux relativement bien oxygénées, profondeur de 250 m ou plus (SEPTFONTAINE 1970). Epaisseur: 300 m dans l'anticlinal de la Jogne (CHENEVART 1945).

### **i<sub>1-2</sub> Unité C, détritique (Bajocien supérieur – Bathonien)**

Alternance calcaréo-argileuse autochtone du même type que dans les unités A et B, avec intercalations centimétriques à métriques de calcaires oolithiques, pseudoolithiques ou gréséo-micacés. Ces résédiments allochtones sont des turbidites, parfois granoclassées, à éléments et microfaune remaniés de la plate-forme (voir listes chez MANDIA 1984). Il s'agit généralement de packstones–grainstones à ooïdes, péloïdes, lithoclastes, rares foraminifères benthiques et quartz. Selon FURRER (1979), les résédiments carbonatés proviendraient d'une plate-forme néritique au sud, alors que les turbidites riches en quartz seraient issues d'un seuil septentrional et éventuellement oriental. L'épaisseur de l'unité C augmente de l'extérieur vers l'intérieur de la nappe. Elle est estimée à 25 m dans le Motélon par MANDIA (1984), à plus de 150 m dans le synclinal de Vounetz par SPICHER (1966) et à 500–600 m à la Hochmatt par CHENEVART (1945) et DOERFLIGER (1989). Au front de la nappe, les bancs détritiques sont minces et à prédominance gréseuse. Vers l'intérieur, en direction du sud-est, l'épaisseur des bancs oolithiques augmente et ceux-ci forment de petites barres métriques discontinues de couleur claire bien visibles dans la morphologie. L'intervalle à *Nannolithoceras tripartitum* disparaît au milieu de l'unité C, dont la limite supérieure se place au-dessus du dernier banc détritique massif à patine rousse et coïncide en général avec un niveau schisteux brun clair. Age: Bajocien supérieur à Bathonien d'après les ammonites. Milieu de dépôt: sédimentation hémipélagique à pélagique avec intercalations périodiques de dépôts turbiditiques.

### **i<sub>3</sub> Unité D, calcaréo-siliceuse (Callovien)**

La limite inférieure de l'unité est marquée par un niveau schisteux beige brunâtre qui contient des ammonites de la Zone à *Macrocephalus* (Callovien inférieur). Puis viennent des calcaires, des calcschistes et des schistes argileux, riches en pyrite, qui se débitent en fines plaquettes ou en grosses aiguilles. Des calcaires gréseux à patine rousse du même type que dans l'unité C, en petits bancs de 2 à 10 cm, sont encore présents à la base de l'unité. Au sommet, la série devient plus calcaire et massive. Elle est formée de calcaires siliceux beiges, de teinte parfois olive ou rougeâtre, à rognons et lits de silex surtout au sud-est dans l'anticlinal de la Jogne, qui alternent avec des calcschistes gréséo-glaucieux. Le microfaciès

est un mudstone–wackestone à spicules, filaments, foraminifères benthiques, radiolaires, péloïdes, quartz, glauconie et micas. Les ammonites ne sont pas rares, mais souvent écrasées. Limite supérieure marquée par l'apparition de schistes ou calcaires noduleux colorés, lie-de-vin. Epaisseur: plus de 100 m dans l'anticlinal de la Jogne (MANDIA 1984, DOERFLIGER 1989). Milieu de dépôt: bassin hémipélagique à pélagique avec apports turbiditiques occasionnels..

L'existence de dépôts de l'Oxfordien inférieur (peut-être aussi du Callovien supérieur) n'a jamais pu être prouvée paléontologiquement dans les séries de la nappe des Préalpes médianes. Ce hiatus est probablement lié à une phase paléotectonique de soulèvement (SEPTFONTAINE 1983, BOREL 1997).

### **i<sub>5.6</sub> Calcaires noduleux (Oxfordien moyen – supérieur)**

(Membre noduleux, SPICHER 1966)

Souligné par une rupture de pente à la base des parois de Malm, «l'Argovien noduleux» n'est pas toujours bien visible, caché sous les éboulis. La série consiste en alternance de sédiments autochtones pélagiques noduleux et de résédiments de plate-forme néritique.

Les sédiments autochtones sont des calcaires, calcschistes et schistes, micritiques, plus ou moins argileux et/ou noduleux, formant habituellement des lits décimétriques, de teintes variées bigarrées ou uniformes (grises, beiges, blanchâtres, verdâtres, mauves ou lie-de-vin). Les nodules, généralement plus homogènes que leur gangue, sont limités par des joints stylolithiques. Le microfaciès est un wackestone à pellets, radiolaires, protoglobigérines, *Globochaete* et filaments. Différents processus sont évoqués pour la genèse des nodules (voir HOMEWOOD & WINKLER 1977, p. 133; HEINZ & ISENSCHMID 1988, p. 35). Des figures de slumps ne sont pas rares (FAVRE 1984, DOERFLIGER 1989).

Les sédiments détritiques qui s'intercalent dans la série sont des calcarénites pseudoolithiques en bancs pluridécimétriques, à patine brunâtre, contenant très souvent des lits centimétriques de silex. Encore rares et localisées principalement dans la zone interne de la nappe, ces intercalations deviendront très nombreuses dans la formation suivante. Le microfaciès est un packstone riche en péloïdes et en bioclastes de plate-forme (foraminifères benthiques, échinodermes, algues).

Les ammonites de la Zone à *Transversarium* sont abondantes, mais souvent corrodées. Au sommet apparaissent les premières *Saccocoma*. Age: Oxfordien moyen à supérieur (?) (= Argovien et Séquanien auct.).

La limite supérieure est graduelle: les niveaux noduleux disparaissent au profit des calcaires massifs. Epaisseur: elle augmente de l'intérieur de la nappe vers la zone frontale (20 à 50 m selon ANDREY 1974). Milieu de dépôt: bathyal (2000 à 3000 m de profondeur), entre la lysocline et le niveau de compensation de l'aragonite (MANDIA 1984).

- i<sub>7</sub>-c<sub>1</sub>**     **Calcaires massifs** (Kimméridgien – Berriasien inférieur)  
 (Formation des calcaires massifs p.p., SPICHER 1966; Calcaires en bancs massifs, Série d'Albeuve et Calcaires à calpionelles, ISENSCHMID 1983)

Série massive, en gros bancs, qui détermine de hautes parois rocheuses et forme l'ossature morphologique du terrain. Les bancs calcaires épais, mal stratifiés, parfois à silex, sont constitués d'intercalations de calcaires néritiques de plate-forme remaniés dans des calcaires pélagiques.

A la base, les résédiments prédominent. De granulométrie très variable (calcirudites à calcilutites), à patine claire et cassure grise, beige ou brune, ces calcaires sont souvent laminés et granoclassés. HOMEWOOD & WINKLER (1977) ont montré qu'il s'agit principalement de turbidites. Ce sont des grainstones et packstones à éléments figurés néritiques: péloïdes, ooïdes, oncoïdes, échinodermes, algues, intraclastes, foraminifères benthiques, bivalves, brachiopodes, bryozoaires. Le sommet des bancs détritiques passe généralement graduellement aux calcilutites à éléments pélagiques.

Les calcaires autochtones pélagiques sont des calcilutites homogènes, à patine et cassure claire. Le microfaciès est un wackestone à radiolaires, *Globochaete*, *Saccocoma*, calcisphères, protoglobigérines, céphalopodes et calpionelles au sommet. Entre la série à résédiments et les calcaires à calpionelles sommitaux, une récurrence métrique à décamétrique du faciès noduleux, marneux et verdâtre, connue sous le nom de «Série d'Albeuve» (WEISS 1949) apparaît dans l'anticlinal de la Jogne (visible dans la carrière du Brésil: 582.75/161.10, ISENSCHMID 1983); elle n'a pas été individualisée sur la carte. Les calcaires à calpionelles du sommet de la série sont généralement très clairs, mieux lités et riches en silex. Ils passent graduellement aux Calcaires plaquetés.

Age: Kimméridgien à Berriasien, déterminé principalement à l'aide des protoglobigérines, des *Saccocoma* et des calpionelles (voir la synthèse biostratigraphique de HEINZ & ISENSCHMID 1988, p. 39). Les calpionelles indiquent que la limite Jurassique–Crétacé se situe à l'intérieur des Calcaires massifs (SPICHER 1966). Epaisseur moyenne: 150 m.

## Crétacé – Eocène

- c<sub>1-4</sub>**     **Calcaires plaquetés** (Berriasien – Barrémien)  
 (Formation des calcaires plaquetés, SPICHER 1966; Néocomien, BOLLER 1963)

La limite inférieure des Calcaires plaquetés est marquée par une diminution progressive de l'épaisseur des bancs au sommet des Calcaires massifs du Malm et coïncide avec une rupture de pente morphologique. Cette limite peut varier fortement d'un auteur à l'autre. La série est composée de calcaires micritiques, un peu

marneux, de couleur beige ou gris clair, en bancs minces de 5 à 20 cm (exceptionnellement jusqu'à 40 cm) séparés par des joints argileux millimétriques devenant plus épais vers le haut, qui favorisent localement le développement de replis dysharmoniques. La roche contient toujours des rognons de silex. Les calcaires sont des calcilutites gris-beige, verdâtres vers le haut, avec de fréquentes taches noires de bioturbation. Ce sont des mudstones–wackestones à calpionelles, radiolaires, *Globochaete*, *Saccocoma*, calcisphères, filaments, foraminifères planctoniques, benthiques et quelques bioclastes de plate-forme. De fines intercalations détritiques (packstones à éléments néritiques de plate-forme) peuvent encore être présentes à la base de la série. Bien que les macrofossiles soient rares dans cette formation, des *Aptichi*, des bélemnites et des ammonites de l'Hauterivien et du Barrémien ont été récoltés (GILLIERON 1885, VERPLOEGH CHASSE 1924, CHENEVART 1945, CHATTON 1947, KLAUS 1960, SPICHER 1966, FAVRE 1984). Les calpionelles à la base de la série et les foraminifères planctoniques au sommet permettent de dater les Calcaires plaquetés du Berriasien au Barrémien. L'épaisseur, difficile à mesurer à cause des replis, est estimée à 100–150 m. Le milieu de dépôt est semblable à celui de la fin du Jurassique: pélagique, avec au début encore quelques apports de résédiments par des courants de turbidité.

#### c<sub>5.9</sub> **Formation de l'Intyamon (Aptien – Turonien moyen)**

(PYTHON-DUPASQUIER 1990; «Complexe schisteux intermédiaire» de CHENEVART 1945)

La Formation de l'Intyamon affleure au cœur dédoublé du synclinal Grande/Petite Forcla – Gros/Petit Haut Crêt – vallon des Fornis, ainsi que dans le flanc sud de la Hochmatt. Sa base est marquée par le premier niveau marneux sombre au sommet des Calcaires plaquetés. Il s'agit d'une alternance de calcaires plus ou moins argileux gris, parfois rouges ou verdâtres, souvent bioturbés, et de marnes schisteuses sombres, à laminations parallèles et relativement riches en matière organique (maximum 2.7% TOC, PYTHON-DUPASQUIER 1990). Cet auteur a montré que les 3 niveaux les plus riches en matière organique (Aptien inférieur, Albien inférieur–moyen et limite Cénomanién–Turonien) correspondaient à des événements anoxiques globaux. Le microfaciès est un wackestone (parfois packstone) à foraminifères planctoniques, radiolaires, prismes d'inocérames, ostracodes et petits foraminifères benthiques. La macrofaune étant rare dans cette formation, il est intéressant de signaler la découverte de vertèbres de poisson osseux au sud-est de la Hochmatt (585.17/157.92), juste en bordure de la feuille Gruyères. Ces restes fossiles ont été trouvés en 1997 par un paléontologue amateur (Angelo Rossy, Givisiez) dans des éboulis et déterminés par J.-P. Berger; la matrice a été datée de l'Albien supérieur par M. Caron.

La richesse de la formation en foraminifères planctoniques a permis à PYTHON-DUPASQUIER (1990) de la dater de la base de l'Aptien (Zone à *Blowi*) au

Turonien moyen (*Zone à Helvetica*) et de mettre en évidence une lacune sédimentaire probable de l'Albien inférieur–moyen. La limite supérieure se marque par le développement de calcaires argileux rouges ou par un hardground.

Milieu de dépôt: rampe pélagique à hémipélagique avec intercalations de tempestites distales (PYTHON-DUPASQUIER 1990). L'épaisseur varie de 0 à 25 m.

### **Groupe des Couches Rouges** (Turonien supérieur – Eocène inférieur)

(GUILLAUME 1986)

Les Couches Rouges affleurent au cœur dédoublé du synclinal Grande/Petite Forcla – Grand/Petit Haut Crêt, entre la Jogne et la Sarine, et dans le flanc sud de la Hochmatt. Dans la nappe des Préalpes médianes romandes, GUILLAUME (1986) a défini trois formations, basées sur de riches microfaunes pélagiques: les Formations de Rote Platte, des Forclettes et des Chenaux Rouges, chacune composée de plusieurs membres et séparées par d'importantes lacunes sédimentaires. Durant la période couvrant le Crétacé supérieur et la base du Tertiaire, la complexité de la sédimentation, qui résulte de variations eustatiques et du régime tectonique compressif du bassin, se traduit par des lacunes, des érosions, des niveaux condensés, des variations d'épaisseur et des apports détritiques.

Le milieu de dépôt est pélagique à hémipélagique, avec une profondeur d'eau variable, parfois faible (0–50 m), parfois plus importante mais n'ayant pas dépassé 200–500 m (GUILLAUME 1986).

#### **c<sub>9-13</sub> Formation de Rote Platte** (Turonien supérieur – Santonien)

(Guillaume 1986)

#### **Formation des Forclettes** (Maastrichtien)

(Guillaume 1986)

Ces deux formations d'âge crétacé ont été regroupées sur la carte. Leur épaisseur est difficile à mesurer en raison des replis et des failles qui affectent le cœur du synclinal (au moins 30 m, FAVRE 1984). Le meilleur endroit pour les observer est la région de la Grande Forcla (576.85/158.70).

La *Formation de Rote Platte* fait suite ici à la Formation de l'Intyamon. Elle montre une alternance monotone de calcaires fins, plus ou moins argileux, et de marnes schisteuses, de couleur gris beige, rouge ou verdâtre. Les traces de bioturbation sont nombreuses. Il s'agit généralement de wackestones et mudstones (parfois de packstones) à foraminifères planctoniques, pithonelles, stomiosphères, radiolaires et en proportion variable spicules d'éponges, ostracodes, prismes d'inocérames, bivalves, brachiopodes, débris d'échinodermes et petits foraminifères benthiques.

Sur le territoire couvert par la feuille Gruyères, la *Formation des Forclettes* est en continuité stratigraphique apparente avec celle de Rote Platte. Seul un contraste de couleur et de texture de la roche s'observe, marquant une lacune du Campanien et du Maastrichtien inférieur (env. 12 Ma). La couleur grise prédomine et les calcaires supplantent les argiles. Ce sont généralement des packstones et grainstones de même composition faunique que précédemment. Le *Conglomérat de Beaumont*, bien développé au col de la Petite Forcla est de couleur rouge, épais d'environ 5 m et à stratification oblique, il est composé de galets décimétriques provenant des Calcaires plaquetés, de la Formation de l'Intyamou et de la Formation de Rote Platte (GUILLAUME 1986). Il représente le produit de démantèlement de zones hautes du bassin. Le toit de la formation est un niveau érodé, perforé et phosphaté (= *Hardground de Roter Sattel*), qui représente une lacune de sédimentation du Paléocène inférieur (env. 5 Ma).

**e<sub>3</sub> Formation des Chenaux Rouges**  
(Paléocène supérieur – Eocène inférieur)  
(Guillaume 1986)

La Formation des Chenaux Rouges fait suite généralement à la Formation des Forclettes, sauf au col du Petit Haut Crêt (579.77/160.48) et dans les ruisseaux qui y coulent de part et d'autre, où elle surmonte directement la Formation de l'Intyamou. C'est à ce col qu'elle affleure le mieux et que sa puissance est maximale (15 m). Sa base est complexe et constitue la Croûte minéralisée des Chenaux Rouges, d'âge Paléocène moyen(?)–supérieur à Eocène inférieur (GUILLAUME 1986). Dans le ruisseau de l'Hépétauda (580.690/160.850), cette dernière est représentée par un hardground à structure stromatolitique (MANDIA 1984) et au col du Petit Haut Crêt elle correspond à un niveau conglomératique épais de 20 cm: «la brèche à dents de poissons» de CHATTON (1947), composée de silex anguleux ou arrondis, de concrétions et de nombreux nodules minéralisés millimétriques à centimétriques, enrobés dans une gangue rougeâtre à noirâtre. Les concrétions possèdent une structure stromatolitique et généralement un noyau constitué de silex ou d'un fragment de roche roulé et phosphaté (Calcaires plaquetés, Formation de l'Intyamou, Couches Rouges). Les dents de poisson appartiennent au genre *Oxyrhina*. Au col de la Grande Forcla (576.85/158.70), la Croûte minéralisée des Chenaux Rouges n'existe pas; on y trouve la *Calcarénite de la Hochmatt* (GUILLAUME 1986). Il s'agit d'un niveau rouge à brun foncé de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur constitué de packstones bien triés à stratifications obliques, lithoclastes des formations du Malm et du Crétacé, nombreux foraminifères planctoniques, bioclastes (échinodermes, prismes d'inocérames, dents de poissons, radiolaires, foraminifères benthiques), quartz et glauconie. Ce niveau pourrait représenter des dunes sous-marines ou le remplissage d'un chenal.

La plus grande partie de la formation est constituée d'une alternance de calcaires argilo-schisteux, de teinte rouge vif ou violacée, à traces de bioturbation nombreuses, et de marnes schisteuses (= *Formation des Chenaux Rouges s. s.*, GUILLAUME 1986). Il s'agit de wackestones à foraminifères planctoniques, radiolaires, foraminifères benthiques, ostracodes et fragments d'échinodermes. La Formation des Chenaux Rouges représente un épisode transgressif. Elle est datée de l'Eocène inférieur par les foraminifères planctoniques (Zone à *Aragonensis*). Au chalet du Tru (feuille 1245 Château d'Oex, 574.65/157.97), la limite supérieure de la formation se marque par le développement graduel de marnes vertes ou rouges et de calcaires gréseux (FAVRE 1984). A cette localité, les nannofossiles calcaires ont permis à CARON et al. (1980) de dater le sommet des Couches Rouges de l'Eocène inférieur (Zone à *Sublodoensis*, NP 14).

#### **F<sub>M</sub> Flysch des Médiannes (Eocène moyen)**

Le Flysch des Médiannes affleure de façon sporadique au cœur du synclinal Grande Forcla - Petit Haut Crêt, soit au chalet du Tru (feuille 1245 Château d'Oex, 574.65/157.97; FAVRE 1984), où il est surmonté par le flysch de la nappe de la Sarine, et au col du Petit Haut Crêt (579.80/160.50; MANDIA 1984). Il s'agit d'une alternance centimétrique à décimétrique de grès calcaires fins à moyens, de calcaires gréseux ou argileux et de marnes plus ou moins schisteuses et micacées, de couleur gris-vert, jaunâtre ou rouge. Les grès contiennent du quartz (20–50%), des feldspaths, des micas, de la glauconie, des lithoclastes, des fragments charbonneux et des bioclastes (foraminifères benthiques et planctoniques, échinodermes, algues, bryozoaires, bivalves, spicules d'éponges). Des rides de courant, des laminations parallèles et des convolutes sont visibles. La base du flysch est datée de l'Eocène moyen (Zone à *Fulgens*, NP15) par les nannofossiles calcaires (CARON et al. 1980).

Les dépôts du flysch représentent des turbidites plus ou moins distales, en milieu bathyal. Son épaisseur atteint au moins 10 m (FAVRE 1984).

## **NAPPE DE LA SARINE**

#### **F<sub>E</sub> Flysch d'Estavannens (Thanétien)**

Ce flysch décrit en détail par TERCIER (1942 a, p. 134), affleure au cœur du synclinal de la Grande Forcla, dans la région des Perreires au-dessus d'Estavannens (bordure sud de la carte). De granulométrie variable, en bancs de 50 cm à 2 m, parfois massifs, des grès alternent avec des marnes et des argilites. Les

niveaux très grossiers et conglomératiques contiennent des éléments sédimentaires, cristallins (granites roses) et organogènes (lithothamniées, discocyclines). Il faut noter l'absence de nummulites dans ces roches (TERCIER, 1942a). La nanoflore calcaire a permis de dater ce Flysch du Thanétien (NP7 et NP8) sur la feuille Gruyères (CARON et al. 1980). Plus au sud, sur la feuille 1245 Château-d'Oex, des calcaires blonds (Maastrichtien ?), des grès glauconieux et des argilites (Danien, NP2 et NP3) ont été mis en évidence (CARON et al. 1980).

Le Flysch d'Estavannens a été rattaché à la nappe de la Sarine par CARON (1972), après que PAGE (1969) eut comparé les calcaires blonds avec ceux de la Série de Reidigen. L'analogie des faciès et des âges avec le Flysch du Gurnigel (VAN STUIJVENBERG 1979), la forte ressemblance des spectres de minéraux lourds (CARON et al. 1980), et des arguments structuraux permettent de considérer le Flysch d'Estavannens comme un témoin du passage de la nappe du Gurnigel sur la nappe des Préalpes médianes (CARON et al. 1980).

## NAPPE DU GURNIGEL

La nappe du Gurnigel occupe principalement les angles sud-ouest (massif de la Chia) et nord-est (massif de la Berra) de la feuille Gruyères, où les cartes géologiques inédites de TERCIER (1928) au 1:25 000 et de CORMINBOEUF (1965) au 1:10 000, déposées à l'Institut de Géologie de Fribourg, étaient les seuls documents disponibles. Dans la plaine de Bulle et ses abords, de petits affleurements isolés ont été rattachés au Flysch du Gurnigel: colline de Montilly (572.4/159.6; MORNOD 1949a, PUGIN 1952), colline de Montcalia (569.58/163.26; MORNOD 1949a), le Creux (571.60/159.23; PUGIN 1952), divers affleurement aux alentours de Broc (MORNOD 1949a), et le flanc ouest de la colline de Morlon, près de la ferme de Jéricho (572.0/164.0; PUGIN 1986).

Dans le Flysch du Gurnigel, les mauvaises conditions d'affleurement, les fréquents changements latéraux et les complications tectoniques empêchent souvent l'utilisation des méthodes lithostratigraphiques classiques pour la cartographie (VAN STUIJVENBERG 1979). Devant la monotonie des alternances de grès et marnes, TERCIER (1928) n'avait pu faire d'autre distinction que la Série de Hellstätt, à la base de la nappe. Aucune synthèse géologique récente de cette nappe n'a été entreprise sur le périmètre de la feuille Gruyères, si ce n'est le travail biostratigraphique de KAPellos (1973). Des études cartographiques en dehors des limites de notre feuille, basées sur une approche biostratigraphique à l'aide du nannoplancton calcaire, ont permis une meilleure compréhension de la structure, de la sédimentologie et de la stratigraphie de la nappe du Gurnigel (par exemple: WEIDMANN et al. 1976, VAN STUIJVENBERG 1979, MOREL 1980). Ces auteurs ont défini des unités

informelles (Flysch 1 à 4) qui ont servi de référence aux subdivisions que l'on trouve sur les cartes publiées par l'OFEG: Châtel-St-Denis (WEIDMANN 1993), Moudon (GABUS 2000) et Rossens (WEIDMANN 2005). La même démarche a été adoptée ici. Afin de compléter les données inédites recueillies par J. v. Stuijvenberg après sa thèse en 1979, dans le massif de la Berra, une campagne d'échantillonnage a été entreprise en 1997 et 1998. Les déterminations biostratigraphiques ont été effectuées par J. v. Stuijvenberg.

### **F<sub>G</sub> Flysch du Gurnigel (Maastrichtien – Lutétien)**

Longtemps considéré comme flysch ultrahelvétique, le Flysch du Gurnigel, daté par nannoflores calcaires du Maastrichtien au Lutétien (NP1–NP16), est aujourd'hui présumé d'origine sud- à ultrapennique (ultrabriançonnaise: CARON 1976, CARON et al. 1980). L'épaisseur totale est de l'ordre de 1500 m et la lithologie est principalement composée de grès, de marnes, d'argilites et de façon subordonnée de calcaires et de conglomérats.

Il s'agit de dépôts turbiditiques, chenalisés ou en lobes, sédimentés dans un bassin profond hémipélagique en dessous de la CCD, à une profondeur estimée entre 2500 et 5000 m (VAN STUIJVENBERG 1979). Les traces fossiles sont nombreuses et variées (CRIMES et al. 1981). Des niveaux de bentonite étudiés par WINKLER et al. (1985), aux Esserts (563.85/159.30, feuille 1224 Moudon) et dans le Höllbach (585.45/171.28, feuille 1206 Guggisberg), démontrent la présence d'un volcanisme synorogénique pendant la genèse du flysch. Les associations de minéraux lourds n'ont pas été étudiées jusqu'à présent sur le territoire de la feuille Gruyères. Une différence pourrait exister entre les massifs de la Berra et de la Chia (Joux du Pâquier), comme celle qui prévaut entre les massifs du Gurnigel (VAN STUIJVENBERG 1979) et du Niremont (MOREL 1980).

Un certain nombre de petits affleurements n'ont pu être datés à l'aide des nannofossiles et n'ont pas pu être rattachés à une des unités décrites. Ils sont représentés sur la carte sous le figuré général de «Flysch du Gurnigel».

### **F<sub>G1</sub> Flysch 1, à calcaires fins (Série de Hellstätt)** (Maastrichtien supérieur)

Cette série, définie par TERCIER (1928, p. 55), affleure largement sur la crête des Botteys au SSW de la Berra. Paradoxalement, TERCIER (1928) l'avait considérée comme un wildflysch, avant que KAPellos (1973) ne démontre l'âge maastrichtien supérieur des affleurements au nord de Sus Cressin (580.04/168.60) et les considère comme la base du Flysch du Gurnigel.

Il s'agit de turbidites variées comprenant des conglomérats polygéniques, des grès, des marnes et des calcaires alternant avec des niveaux millimétriques ou

centimétriques d'argiles hémipélagiques vertes, dépourvues de carbonates. Riches en fucoides, blanchâtres à l'altération (de type «Alberese»: WEIDMANN 2005), verdâtres ou grises, les marnes sont dominantes. Les calcaires azoïques blonds en bancs décimétriques et à cassure gris-bleuté sont rares mais très caractéristiques. Les conglomérats sont bien visibles aux alentours de Sus Cressin (TERCIER et al. 1945, KAPELLOS 1973) et ont été reportés sur la carte. Ils contiennent une grande diversité de galets de roches sédimentaires et cristallines (voir l'inventaire de TERCIER 1928, p. 18ss). Epaisseur: 100–300 m (VAN STUIJVENBERG 1979).

**F<sub>G2a</sub>      Flysch 2 a, argilo-gréseux (Danien)**

Turbidites comprenant des bancs gréseux peu épais, souvent glauconieux et/ou siliceux («Ölquartzit»), et des argilites grises ou noires décalcifiées. Les argiles vertes hémipélagiques non-carbonatées sont toujours présentes. Cette série est épaisse d'une centaine de mètres. NP1 – NP4

**F<sub>G2b</sub>      Flysch 2 b, à turbidites gréseuses (Thanétien)**

Ensemble turbiditique essentiellement gréseux qui contraste morphologiquement avec les formations sous-jacentes plus tendres. Il détermine les parois de la crête Bimont-Croset, constitue le sommet de la Berra et forme nombre de pentes escarpées. De granulométrie généralement fine ou moyenne, souvent glauconieux, les grès sont parfois très grossiers et microconglomératiques. Habituellement en bancs décimétriques, ils peuvent former des niveaux massifs plurimétriques de turbidites amalgamées. Nettement subordonnées aux grès, les marnes et les argiles, grises, noires ou vertes, sont dépourvues de carbonates à la base de la formation. Les bases des bancs gréseux fins sont riches en ichnofossiles et figures sédimentaires (CRIMES et al. 1981). Epaisseur: 150–200 m. L'âge, établi par nannofossiles, est NP5 – NP8 (Thanétien).

**F<sub>G3a</sub>      Flysch 3 a, marno-gréseux (Ilerdien)**

**F<sub>G3b</sub>      Flysch 3 b, à turbidites bioclastiques (Cuisien)**

Série turbiditique à dominance pélitique, formée d'une alternance de grès bioclastiques fins-moyens, à débris de nummulites et lithothamniées, de marnes grises et d'argiles hémipélagiques vertes. Elle affleure largement à l'est d'une transversale Berra – Valsainte et, à l'angle opposé de la feuille, dans le cours de la Trême en aval de la Part-Dieu et de part et d'autre du sommet du massif de la Chia (Joux du Pâquier). Des niveaux métriques calcarénitiques grossiers peuvent se rencontrer dans le haut de la série, par exemple sur la crête du Bi Gîte (581.2/169.2; KAPELLOS 1973). Comme sur la feuille Rossens (WEIDMANN 2005.), la

distinction entre un flysch 3a ( $F_{G3a}$ ) encore gréseux à la base puis essentiellement marneux (daté de l'Ilerdien (NP9–NP11), et un flysch 3b ( $F_{G3b}$ ) où alternent grès organogènes et marnes, daté du Cuisien (NP12–NP14) a été tentée. L'épaisseur de la série est estimée entre 200 et 500 m (VAN STUIJVENBERG 1979).

#### **F<sub>G4</sub> Flysch 4, à turbidites silteuses (Lutétien)**

Série monotone marno-silteuse propice aux glissements de terrain, affleurant bien dans la vallée de la Trême et sur les crêtes ou dans les ruisseaux à l'est de la Berra (Creux d'Enfer). Grises ou blanchâtres à l'altération, toujours carbonatées et riches en nannoflore, les marnes prédominent sur les grès généralement fins et en bancs peu épais. Les argiles hémipélagiques vertes sont rares.

L'épaisseur de la série est difficile à mesurer en raison de nombreux replis: probablement supérieure à 500 m dans la Trême (GABUS 2000), elle pourrait atteindre 1000 m au Creux d'Enfer, comme plus au nord dans le massif du Kapberg (feuille 1205 Rossens, WEIDMANN 2005). L'âge, établi par nannofossiles, est NP15–NP16 (Lutétien inférieur–moyen).

#### **Flysch sous couverture quaternaire peu épaisse**

De vastes surfaces de pâturages et de forêts sont dépourvues d'affleurements et sont formées de «sols de flysch» résultant de l'altération in situ du flysch. Cette couverture argilo-silteuse ou argilo-sableuse, décalcifiée, de teinte beige, jaune ou ocre, habituellement inférieure à 1 m, peut atteindre localement 3 m d'épaisseur (WEIDMANN 2005). Elle génère souvent des terrains soliflués, imperméables et marécageux.

## **QUATERNAIRE**

Les sédiments quaternaires recouvrent en superficie une grande partie du territoire de la feuille Gruyères. Ils se présentent généralement en placages plus ou moins épais (éboulis, écroulements, glissements, moraines) dans la partie préalpine de la feuille et sous forme de dépôts plus épais glaciolacustres, fluvio-glaciaires, glaciaires ou alluviaux dans la plaine de Bulle, sur les flancs du Gibloux, ainsi que dans les fonds de vallée et au débouché des rivières préalpines.

L'histoire quaternaire de la région a retenu l'attention de GILLIERON (1873, 1885), NUSSBAUM (1906), AEBERHARDT (1908a, 1908b) et MORNOD (1947, 1949a), qui se sont attachés à établir une stratigraphie basée principalement sur des corrélations lithologiques, des critères de superposition et des observations

morphologiques. Les observations de surface de ces anciens auteurs ont été complétées par des données de profondeur acquises grâce au développement économique de la région: exploitation de gravières, prospections géophysiques, réalisation de forages dans le cadre de constructions ou de l'extension des infrastructures routières (notamment autoroute A12 et route de contournement de Bulle A189), implantation depuis une quinzaine d'années de sondes géothermiques dans les habitations et les bâtiments publics. Ces données récentes, émanant souvent de rapports inédits des bureaux privés ou des collectivités publiques, ont permis d'affiner la connaissance de l'agencement des terrains quaternaires et la morphologie du substratum rocheux (LATELTIN & THIERRIN 1984; PUGIN 1986, 1988, 1989). Cependant, en l'absence de datations et en raison de la complexité de leur géométrie, la corrélation des terrains quaternaires reste problématique.

Durant le dernier maximum glaciaire du Würm (environ 23000 BP), la région de Bulle était caractérisée par la confluence des glaciers de la Sarine et du Rhône, dont une branche s'écoulait sur le Plateau Suisse du sud-ouest vers le nord-est (HANTKE 1980). L'épaisseur de glace pouvait atteindre 500 à 700 m (JÄCKLI 1962). Les glaciers y exerçaient une action érosive, surcreusant la vallée de la Sarine entre La Roche et Gruyères (PUGIN 1988), émoussant les seuils rocheux et façonnant des collines arrondies («Rundhöcker»): un très bel exemple en est la colline de Gruyères où est construit le château (572.82/159.32). Les «Rundhöcker» n'ont pas été reportés sur la carte (voir carte de HANTKE 1972); reconnaissables à l'examen des courbes de niveau et évidents dans la morphologie, ils sont nombreux autour de Charmey, du Pré de l'Essert, de Gruyères, dans la vallée de l'Albeuve, dans le Bois de Bouleyres, sur la colline de Sautaux et au Gibloux. Des sillons ont été creusés dans le substratum molassique, comme celui mis en évidence dans la plaine de Marsens (LATELTIN & THIERRIN 1984). Mis à part quelques blocs erratiques sur les hauteurs, peut-être témoins de phases glaciaires antérieures, l'histoire des dépôts quaternaires de la région ne semble pas être plus ancienne que le dernier maximum würmien.

## Pléistocène supérieur

### Würm récent

#### **q<sub>4g</sub> Dépôts fluvioglaciaires et glaciolacustres de progression en domaine subalpin**

Il s'agit d'accumulations de graviers, sables, limons et argiles, plus ou moins bien stratifiés, d'épaisseur métrique à décamétrique, dénommés «alluvions anciennes de La Roche» par TERCIER (1928), «dépôts de barrage contemporains de la

progression würmienne» par EMMENEGGER (1962) et «dépôts fluvioglaciaires» par SPICHER (1966). Ils s'observent dans les torrents dévalant vers le Ru à l'est d'Hauteville (env. 576.4/169.3), autour de la colline du Dos d'Ane à l'est de la Valsainte (582.0/166.5) et aux Arses à l'est de Charmey (579.75/163.25), où les graviers furent exploités autrefois. Le plus souvent ces dépôts reposent sur le substratum rocheux et contiennent des galets généralement subarrondis et striés, essentiellement de provenance locale, avec cependant du matériel rhodanien remanié dans les graviers des ruisseaux du flanc nord-ouest de la Berra. Ils sont habituellement recouverts par la moraine du Würm récent (rhodanienne ou locale), mais semblent parfois interstratifiés avec celle-ci. Nous avons rattaché à ce terme des graviers et des sables visibles dans le ruisseau du Gérignoz vers 805 m (569.82/167.96), que MORNOD (1949a) attribuait déjà à la progression würmienne.

Ces dépôts non datés représentent des accumulations dans des lacs temporaires occupant des vallons latéraux barrés vers l'aval par un appareil glaciaire en progression lors du dernier maximum würmien: glacier du Rhône dans la plaine de Bulle, glacier de la Jogne et/ou glacier du Rhône dans la région de Charmey.

#### **q<sub>4m</sub> Moraine rhodanienne**

PUGIN (1989) a démontré que le remplissage du bassin surcreusé de Bulle ne constituait qu'un seul cycle sédimentaire de dépôts glaciaires et glaciolacustres, et qu'ainsi le «complexe rissien» de MORNOD (1947, 1949a) n'était que le terme inférieur de la séquence würmienne. La moraine rhodanienne recouvre le fond de la plaine et tapisse le flanc des vallées dans les régions épargnées par les récurrences du glacier sarinien ou des glaciers locaux. Elle est largement représentée sur les flancs nord du massif de la Chia (Joux du Pâquier) jusqu'à environ 1200 m, est du Gibloux et nord-ouest de la crête Bimont-Croset, jusque vers 1120 m. Son épaisseur est très variable et généralement difficile à estimer, en l'absence de forages ou de coupes naturelles; parfois présente sous forme d'un mince placage, elle peut atteindre une centaine de mètres dans le ruisseau du Ru à l'est d'Hauteville (TERCIER 1928) ou dans le Gérignoz (MORNOD 1949a). Le matériel provient essentiellement du glacier du Rhône et contient des éléments préalpins en proportion toujours plus importante à mesure que l'on s'approche du débouché de la vallée de la Sarine près de Gruyères.

L'essentiel des dépôts morainiques rhodaniens de la feuille Gruyères, a été dénommé «glaciaire informe» par GILLIERON (1885). Il s'agit d'un mélange hétérogène de limons fins, plus ou moins argileux, sableux ou graveleux, avec des éléments de toutes tailles (millimétrique à métrique). Des lentilles et niveaux sablo-graveleux, à blocs, alternent avec des masses plus limoneuses. Les galets sont généralement arrondis et striés, mais peuvent aussi localement être anguleux.

De teinte gris jaunâtre ou brunâtre lorsqu'elle a subi une altération par l'air ou par l'eau, la moraine informe possède une couleur gris-bleu à l'état frais. Elle passe latéralement et/ou verticalement à la moraine sablo-graveleuse, ou aux graviers et sables de retrait (q<sub>4-5s</sub>).

Quelques affleurements de moraine de fond sont visibles en bordure du lac de la Gruyère lors des basses eaux et dans le lit de ruisseaux, par exemple à l'ouest de Botterens (574.57/163.16). Il s'agit selon PUGIN (1989, p. 314) «d'une diamictite massive contenant des galets et des blocs polis et striés, supportés par une matrice limono-argileuse compactée», de couleur grise. Dans les forages et en de rares affleurements, elle est en contact avec le substratum rocheux, comme en amont du pilier oriental du pont de Corbières (573.79/167.16). Synonymes: argile à blocs, «lodgment till», diamictite basale, moraine compacte, etc.

#### *Moraine sablo-graveleuse, moraine remaniée*

Il s'agit de sables et graviers limoneux, généralement mal triés et sans structure apparente, contenant de gros blocs dispersés. En surface elle détermine des sols sableux et perméables, où les galets abondent. En section, cette moraine montre localement des niveaux mieux stratifiés et faiblement granoclassés. La moraine sablo-graveleuse constitue souvent les vallums morainiques et a parfois été exploitée pour l'empierrement des chemins de campagne. Elle se forme dans certains cas par délavement et lessivage des éléments fins, dans un milieu sous-glaciaire lors du retrait des glaces (PUGIN 1989). Synonymes: moraine caillouteuse, moraine superficielle, moraine délavée.

#### *Argile et «moraine» sous-lacustre*

Ce terme représente les argiles stratifiées à galets striés, sables et graviers, lambeaux de moraine de fond (argile à blocs de MORNOD 1947). Il surmonte généralement la moraine de fond rhodanienne dans la vallée de la Sarine, le long des berges du lac de la Gruyère et dans le lit de ruisseaux y affluent. Des affleurements typiques sont visibles autour de la Fayère (574.44/164.43). Il s'agit de limons argileux et sables fins à galets striés, de teinte grise, pouvant contenir des niveaux de graviers (turbidites) et de diamictite sablo-limoneuse (laves torrentielles). En niveaux de 1 à 15 cm, granoclassés, avec des laminations ou des rides de courant, ils représentent des turbidites distales sédimentées sous ou en marge du glacier de la Sarine dont le front baignait dans un lac proglaciaire situé en aval et formé par le barrage du glacier du Rhône au nord, vers le Bry, sur la feuille Rossens (PUGIN 1989). Cette unité est le siège de nombreux glissements de terrains, entretenus par les fluctuations saisonnières du niveau du lac de la Gruyère. Son épaisseur pourrait atteindre 50 m à Hauteville, où une partie du village est construit sur une colline résultant de la poussée de la dernière langue de glace contre ces sédiments fins (PUGIN 1989).

### *Vallum morainique, cordon morainique unilatéral*

Les vallums morainiques et les cordons morainiques unilatéraux, qui se développent sur les flancs du Gibloux, de la Chia et de la Berra, à une altitude généralement inférieure à 1000 m, retracent l'histoire de la décrue lente et saccadée du glacier du Rhône dans le bassin de Bulle. Tous sont attribués par HANTKE (1972) au stade Rossens/Vuadens. De très beaux vallums s'observent au sud de Vuadens.

### **Blocs erratiques**

Les blocs erratiques ont été très utilisés autrefois comme pierre à bâtir, pierre à chaux ou pierre à meules. Un inventaire, avec quelques photographies, des blocs erratiques que l'on trouvait au début du 20<sup>e</sup> siècle près de Bulle et Riaz est présenté par BEHMER (1912); voir aussi le recensement de BOLLIN (1995), très incomplet pour la feuille Gruyères. Aujourd'hui, seuls subsistent les blocs qui étaient difficilement exploitables à cause de leur dureté, de leur composition ou de leur localisation dans des endroits peu accessibles (ravins, ruisseaux, forêts), ainsi que les plus petits. Ils ont parfois été rassemblés en tas, en lisières de forêt et en bordure des pâturages ou des champs cultivés, pour les besoins de l'agriculture. Ils servent parfois d'élément d'ornementation dans les jardins des nouveaux quartiers de villas; provenant souvent des excavations réalisées lors de la construction de la maison, ils peuvent également avoir été transportés. Comme lithologie caractéristique, signalons pour l'erratique rhodanien: les granites, gneiss et autres roches cristallines ou métamorphiques, les grès et conglomérats carbonifères (Poudingue de Vallorcine), les poudingues et grès rouge violacé permiens, les calcaires helvétiques, ainsi que le Poudingue du Mont Pèlerin; et comme éléments typiques de l'erratique sarinien: la Brèche de la Hornfluh, le Conglomérat de la Mocausa, le Conglomérat de l'Etivaz, la brèche à échinodermes du Lias, les Calcaires massifs du Malm.

Les blocs erratiques cartographiés sont ceux figurant sur les cartes de GUILLAUME (1957) et FASEL (1986), ainsi que ceux que nous avons observés et présentant une certaine importance par leur volume (environ  $> 0,5 \text{ m}^3$ ) ou leur emplacement. La qualité de cet inventaire est très inégale selon les secteurs de la carte. Du matériel rhodanien a été trouvé par NUSSBAUM (1906) vers 1200 m dans le Riau de la Guiga (env. 578.0/169.0). Les nombreux blocs erratiques signalés par les anciens auteurs attestent d'une invasion du glacier du Rhône à l'entrée de la vallée de la Sarine entre les Dents de Broc et du Chamois jusque vers 1100 m (VERPLOEGH CHASSE 1924, CHATTON 1947), dans la vallée de la Jogne jusqu'en amont de La Tsintre (SPICHER 1966), dans la vallée du Motélon jusqu'au Pralet (CHATTON 1957) et dans la vallée du Javro au moins jusqu'à la Valsainte (TERCIER 1928, SPICHER 1966).

Les blocs erratiques signalés à des altitudes supérieures pourraient représenter des dépôts antérieurs au Würm: au nord-est de la Bodevena (577.18/166.10) vers 1250 m (GILLIERON 1885, TERCIER 1928), sur le versant sud-est du Montsalvens au nord de Crésuz, à 1260 m, et dans la vallée du Javro, près des Echelettes à 1280 m et de Grattavache à 1300 m (NUSSBAUM 1906). Dans la vallée du Javro, vers 1220 m au-dessus de la Valsainte, BÜCHI (1923) décrit une moraine de fond rhodanienne qu'il attribue au Riss, à la base d'anciennes exploitations de tourbe. Il ne fait guère de doute que les blocs de flysch erratiques trouvés par HORWITZ (1914b) vers 1440 m sur le flanc nord-ouest de Patraflon et vers 1420 m à la Chaux-du-Vent au-dessous du col (env. 581.80/164.92) datent d'une phase antérieure au dernier maximum würmien, quand le glacier du Rhône s'écoulait par le col de la Balisa (env. 585.0/167.0) vers Schwarzsee et la vallée de la Singine (feuille 1226 Boltigen). Un peu à l'est du chalet de l'Auta Chia d'en Haut, vers 1460 m (env. 583.90/168.51), TERCIER (1928) a trouvé des galets griffés de Malm attestant de l'écoulement du glacier du Rhône vers le nord par la vallée du Plasselschlund (feuille 1205 Rossens).

La majorité de ces blocs erratiques ne sont pas situés avec précision sur les anciennes cartes géologiques. Ils n'ont pas été systématiquement recherchés et ne sont probablement en grande partie plus visibles.

## **Würm récent à Tardiglaciaire**

### **q4.5m Moraine sarinienne**

Cette unité a été individualisée essentiellement sur des critères morphologiques (orientation des vallums) et pétrographiques (nature des éléments). La couverture morainique plus ou moins épaisse des flancs nord-est à est de la Chia (Joux du Pâquier) jusque vers 1250 m et sud-est du massif du Montsalvens jusque vers 1200 m représente vraisemblablement des dépôts du dernier maximum würmien du glacier sarinien, barré par le glacier du Rhône et dévié dans la vallée inférieure de la Jogne. Les vallums morainiques ainsi que les cordons morainiques unilatéraux du versant de la Chia (Joux du Pâquier), souvent accompagnés d'une accumulation de blocs erratiques, illustrent l'histoire de la décrue lente et saccadée du glacier de la Sarine. Sur ce même versant, où les deux langues glaciaires se rencontraient et ont sans doute fluctué au cours du temps, la limite est transitionnelle entre la moraine typiquement rhodanienne et celle typiquement sarinienne. Des éléments erratiques sariniens sont signalés sur le versant sud-ouest de la Dent du Chamois vers 1250 m (CHATTON 1947), sur le versant nord de la Dent de Broc vers 1300 m (VERPLOEGH CHASSE 1924) et sur les pentes qui dominent Châtel-sur-Montsalvens et Crésuz jusque vers 1300–1320 m (NUSSBAUM 1906, BÜCHI 1923, GUILLAUME 1957).

Après le retrait du glacier du Rhône hors du bassin de Bulle, une réavancée du glacier de la Sarine s'est produite à la faveur d'un refroidissement climatique ou d'une diminution des forces de frottement à la base du glacier (PUGIN 1989): c'est la récurrence sarinienne, reconnue déjà par DE CHARPENTIER (1841).

Le retrait des glaces sariniennes a laissé une succession de vallums morainiques en amont de Corbières, remarquablement illustrés sur la carte de MORNOD (1949a). Dans la région de Vuadens, les vallums latéraux sariniens recoupent perpendiculairement ceux laissés par le glacier du Rhône (MORNOD 1946a, 1949a). De Vuadens à Bulle, PUGIN (1989) a relevé sept phases de retrait du glacier de la Sarine, matérialisées par sept vallums successifs. Les matériaux, essentiellement de provenance locale préalpine avec des éléments rhodaniens remaniés, comprennent des graviers et des sables non triés, à stratification fruste, surmontés généralement d'une diamictite à galets et blocs striés supportés par une matrice limono-argileuse non compactée. Le milieu de dépôt est glaciolacustre ou sous-glaciaire avec «débris-flows» liés à des crues et décantation de moraine intraglaciaire dans un plan d'eau stagnant (PUGIN 1989).

*Moraine (sarinienne) sablo-graveleuse, moraine remaniée*

La moraine sarinienne sablo-graveleuse, figurée sur la carte, constitue la plupart des terrasses et des vallums de la rive droite du lac de la Gruyère, où elle est visible dans les gravières actuellement ou récemment en exploitation. L'épaisseur est très variable, pouvant atteindre une trentaine de mètres.

La butte de «Au Donjon», au nord de Fontanou (572.60/165.47), a été représentée sous le figuré général de «drumlin». L'absence d'information sur sa structure interne et sur la nature des matériaux qui la constituent ne permet pas d'établir s'il s'agit d'un «vrai» drumlin, d'un kame (interprétation de PUGIN 1989) ou d'un vallum morainique court.

## **Tardiglaciaire**

### **q<sub>4-5s</sub> Gravieres et sables de retrait**

Sous cette dénomination sont rangés plusieurs types de dépôts fluvioglaciaires et/ou glaciolacustres grossiers sédimentés lors des étapes de la fonte des glaces würmiennes, d'âges divers, qu'il n'est pas toujours aisé d'individualiser. Ils s'interstratifient avec – ou jouxtent – la moraine graveleuse et les alluvions anciennes (q<sub>5s</sub>). Le matériel comprend des sables et graviers sableux granoclassés, souvent bien triés et délavés, à stratifications obliques ou en auges, rides de courants, laminations planes parallèles ou sans structure, avec localement des interstratifications de limons argileux. Ces dépôts de retrait n'ont pas été datés sur

la feuille Gruyères; sur la feuille Rossens au nord, WEIDMANN (2005) leur attribue un âge entre 18 000 et 10 000 BP. Ces accumulations sablo-graveleuses ont été et sont encore intensément exploitées dans les gravières.

Dans la partie nord de la carte, région non affectée par la dernière récurrence du glacier de la Sarine, ces dépôts se sont accumulés dans des lacs de barrage situés derrière les moraines, en bordure des langues glaciaires fondantes et à l'entrée des vallées latérales. Ils se présentent actuellement en terrasses de kames, en placages, en cônes de déjection perchés ou encore remplissent d'anciens chenaux fluvioglaciaires. Ils correspondent partiellement aux «graviers de progression» et à la «moraine graveleuse rhodanienne» de MORNOD (1947, 1949a). Ce sont les «graviers inférieurs» d'origine fluvioglaciaire deltaïque de la plaine de Marsens (LATELTIN & THIERRIN 1984).

En amont de Corbières, ces dépôts sont surmontés par la moraine de la dernière récurrence sarinienne. Il s'agit de sédiments glaciolacustres transportés par traction ou suspension sous le glacier et déposés par des courants de turbidité de haute densité. PUGIN (1989) y décrit des structures en dôme représentant des dépôts d'esker, dans l'ancienne gravière des Coins au nord-est de Morlon (573.25/164.36), et des formes plissées induites par des cisaillements horizontaux du glacier, aux Verchaux (574.50/164.63). La vidange périodique de lacs proglaciaires sur les hauteurs, comme celui mis en évidence par PUGIN (1989, p. 311) dans la vallée de la Trême, en dehors de la carte Gruyères, pouvait générer des courants très importants sous le glacier. Ces dépôts forment les graviers de progression et en partie la moraine graveleuse sarinienne de MORNOD (1947, 1949a). Au pont de Corbières (573.80/167.16), les graviers sont emboîtés dans la moraine sous-lacustre et représentent le remplissage d'un ancien cours de la Sarine (MORNOD 1947). Aucun argument ne permet d'attribuer à l'interglaciaire Riss-Würm les graviers fluvioglaciaires à matériel sarinien, considérés même comme anté-Riss par MORNOD (1949a), qui surmontent directement les schistes aaléniens ultrahelvétiques à l'est de Bouleyres (573.50/161.84) et paraissent imbriqués dans la moraine sarinienne sur les flancs sud et nord de la colline de Morlon.

#### **q4.5 Dépôts glaciolacustres des vallées de la Jogne et du Javro**

Au cours du retrait des glaces würmiennes, un lac proglaciaire occupait l'actuelle zone de convergence des vallées de la Jogne, du Javro et du Motélon, barré en aval vers l'ouest par les glaciers du Rhône et/ou de la Sarine, dont les masses plus importantes ont fondu plus tardivement. Les matériaux glaciolacustres déposés dans ce lac sont constitués principalement d'argiles, de limons et de sables fins. L'extension des limons, reconnus en forage ou visibles à l'affleurement, qui indique le pourtour de l'ancien lac de Charmey, va de Châtel-sur-Montsalvens aux Arses (où ils atteignent près de 40 m d'épaisseur dans un forage

relevé par Y. Mandia) et remonte dans la vallée du Javro jusqu'aux Cerniettes (579.60/165.26). Ces dépôts, dont l'altitude supérieure est d'environ 880 m, sont entaillés à l'ouest de Charmey par des chenaux sablo-graveleux représentant le remplissage d'un ancien cours du Javro (GUILLAUME 1957). Ces sédiments argileux génèrent de nombreux glissements en rive gauche du Javro, au nord-ouest de Charmey, et sur les flancs du lac de Montsalvens où ils sont de plus réactivés par les fluctuations périodiques du niveau d'eau du lac.

#### **q<sub>1</sub> Moraine locale**

Dans la partie préalpine de la feuille Gruyères située à l'est de la Sarine, les glaciers locaux ont abandonné d'importantes quantités de matériaux morainiques. Les innombrables vallums morainiques que l'on peut observer attestent des différentes phases de retrait des langues glaciaires. Il serait fastidieux d'énumérer et de décrire chaque appareil glaciaire que l'on rencontre dans les cirques, sur les pentes ou au fond des vallées. Le lecteur intéressé peut se référer aux chapitres décrivant le glaciaire local dans les travaux régionaux. Des synthèses de l'histoire glaciaire des vallées de la Jogne et de ses affluents sont données par GILLIERON (1885), NUSSBAUM (1906) et BUGNON (1988). La colline morainique pseudo-conique sise à l'ouest de Charmey (578.28/163.23), à la confluence des glaciers de la Jogne et du Javro, a été interprétée comme un drumlin.

Le retrait du glacier du Rhône de la vallée de la Sarine a permis une récurrence des petits glaciers locaux des flancs ouest des massifs du Montsalvens et de la Berra, plus ou moins contemporaine de la récurrence sarinienne de la plaine de Bulle (MORNOD 1949a). Une succession de vallums morainiques latéraux, localement bien conservés, s'observe de Botterens aux Fornis (577.04/169.63).

Les moraines locales recouvrent les dépôts sariniens au sud de Villarbeney et la moraine rhodanienne au nord. Leur identification et leur délimitation vers le bas est rendue difficile par la quantité d'éléments rhodaniens qu'elles remanient et par la densité des glissements.

Comme l'a bien fait remarquer TERCIER (1928, p. 101), dans le massif de la Berra: «Le glaciaire local offre de réelles difficultés lorsqu'il s'agit de le délimiter d'avec le flysch. Les formes du terrain sont si atténuées qu'elles ne précisent pas la ligne de partage. La désagrégation due aux eaux de ruissellement se fait sentir très profondément dans la roche en place et les débris qui en résultent peuvent parfaitement simuler les dépôts glaciaires. La diversité des roches n'est plus un critère là où nous n'avons que du flysch. Les cailloux griffés ne sont pas toujours une preuve. Quant aux stries que l'on observe fréquemment, elles sont généralement attribuables à des phénomènes de glissement communs un peu partout». Ce n'est que dans les cirques glaciaires du versant nord de la crête Berra – Hauta Chia que des dépôts morainiques ont été préservés des glissements et de l'érosion.

*Moraine (locale) sablo-graveleuse, moraine remaniée («moraine à blocs»)*

Sous le figuré de moraine à blocs ont été cartographiés des amas de blocs parfois plurimétriques, qui surmontent généralement la moraine, et qui s'organisent par endroits en vallums. Leur genèse pourrait s'expliquer ainsi: écroulement de pans de parois au moment du retrait würmien, accumulation du matériel sur les glaciers qui occupent encore le fond des combes et des vallées, puis transport, réorganisation et dépôt des blocs en aval par ces glaciers. La taille et la densité des blocs, essentiellement des calcaires massifs du Malm, diminue à mesure que l'on s'éloigne de la source supposée du matériel, pour se confondre progressivement avec la moraine locale. Une grande partie des «éboulements» figurés sur la carte de SPICHER (1966) du versant nord-ouest de la chaîne les Vanils – Les Dents Vertes sont interprétés comme des moraines à blocs. La colline du Perré, au débouché de la vallée de la Jogne près de Charmey, déjà reconnue comme morainique par GILLIERON (1885), se serait formée à la suite d'un écroulement de la parois des «Vanils» deux à trois kilomètres en amont, avant que le glacier de la Jogne ne déplace les blocs dans leur position actuelle. D'autres amas de moraine à blocs sont présents dans la vallée du Motélon, à la Quartenouda (578.10/160.25) et à la Progena (579.20/159.62), et sur le flanc ouest du massif du Montsalvens.

**q<sub>55</sub> Dépôts alluviaux anciens de la Sarine, de la Trême, de la Sionge et de la Jogne**

Comme l'imaginait déjà NUSSBAUM (1906), après le retrait des glaciers, la plaine de Bulle était occupée par un vaste lac qui s'étendait de Pont-la-Ville (feuille Rossens) à Albeuve (feuille Château-d'Oex) et dont le niveau se situait vers 760 m (PUGIN 1989). Les ruisseaux et les rivières qui s'y déversaient ont édifié des deltas où se sont accumulés les matériaux qu'elles charriaient. La plaine de Marsens, sur la base de l'interprétation des forages de l'autoroute A 12, présente les caractéristiques d'un delta alimenté par la Sionge, ou par un ancien cours de la Trême (LATELTIN & THIERRIN 1984, PUGIN 1989). Ces dépôts forment généralement des terrasses qui se raccordent vers l'amont à des cônes de déjection. Précisons que les cônes dessinés sur la carte d'après la morphologie n'ont pas été subdivisés en «anciens» et «récents». Certains d'entre eux, par exemple en rive droite du lac de la Gruyère, et la partie aval de certains autres (cônes de la Trême, de l'Albeuve) possèdent une composante deltaïque. La succession des terrasses montre les différentes étapes d'abaissement du niveau du lac et l'approfondissement du lit des rivières. Les terrasses de Broc, dont les graviers sont des éléments du delta de la Jogne, en sont une belle illustration. Le matériel consiste en graviers, sables et argiles où les éléments locaux prédominent. Les dépôts deltaïques peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, alors que ceux des terrasses alluviales ne dépassent généralement pas quelques mètres.

Cette unité correspond aux «alluvions des terrasses et cônes de déjection élevés» de MORNOD (1947) et aux «graviers supérieurs» de la plaine de Marsens de LATELTIN & THIERRIN (1984).

#### **q<sub>51</sub> Argiles et craies lacustres de la vallée de la Sarine**

Des sédiments lacustres ont été reconnus à l'affleurement ou en sondage. Ils remplissent d'anciennes cuvettes sises entre des arcs morainiques ou d'autres dépressions morphologiques. Il s'agit de sables fins, de limons, de marnes et d'argiles lités contenant des niveaux de gyttja et de craies lacustres, dont l'altitude supérieure se situe vers 760 m. On y trouve des mollusques d'eau douce (gastéropodes et bivalves), des ostracodes et des characées, ainsi que des graines, des bois et des troncs qui ont permis localement des datations absolues au <sup>14</sup>C. La séquence sédimentaire se termine souvent par des tourbes.

L'analyse palynologique des sédiments d'un forage de près de 16 m réalisé dans la tourbière d'Echarlens (572.84/166.21/720 m) a permis de retracer l'histoire climatique du Tardi- et du Postglaciaire de la région et de démontrer que le retrait définitif du glacier de la Sarine a été bien antérieur à 13200 BP (SCHMIDT 1985). Un niveau de cendres volcaniques de 8 mm, d'âge 10 900 ± 200 BP et attribuable à la phase «Laacher See Tephra» supérieure de la dernière éruption du massif de l'Eifel dans l'ouest de l'Allemagne, a été mis en évidence à 11,93 m dans ce sondage. Dans la tourbière de Bouleyres (572.80/161.69/722 m), où MORNOD (1949a) avait reconnu des calcaires coquilliers d'eau douce, PUGIN (1989) a daté une gyttja au <sup>14</sup>C à 12 860 ± 60 BP. A la Croix du Montet (574.66/163.82/680 m), deux morceaux de bois ont été datés au <sup>14</sup>C à 9610 ± 50 et 9580 ± 80 BP; dans l'ancienne gravière des Coins au nord-est de Morlon (573.25/164.36) une datation au <sup>14</sup>C de 5880 ± 50 BP sur un tronc démontrerait, selon PUGIN (1989), qu'à ce moment le niveau du lac était encore à au moins 720 m d'altitude. Toutefois, ce tronc pourrait provenir d'une tourbière perchée par rapport au niveau du paléolac de la Gruyère, lequel avait du reste probablement déjà disparu à ce moment si l'on se fie à de récentes données archéologiques (BLUMER & BRAILLARD 2005).

## **Holocène**

#### **q<sub>L</sub> Limons de pente, colluvions**

Surtout représentés dans la partie molassique de la feuille, ces dépôts consistent en sables et silts plus ou moins argileux. Ils s'accumulent au bas des versants ou au fond des dépressions. Leur épaisseur est variable, mais rarement supérieure à 1–2 m.

### **Masses tassées, masses en tassement**

Des tassements d'une certaine importance affectent les niveaux gréseux du Flysch du Gurnigel (versant nord-ouest de la crête Bimont-Croset; massif de la Chia), les Grès de Cucloz (la Richerne: 578.0/168.8), les Grès de Vaulruz (les Pointes, 578.35/169.98), les marnes micacées aaléniennes ultrahelvétiques (rive gauche de la Sarine au NNW de Broc), ainsi que les alternances calcaréo-argileuses du Dogger de la nappe des Préalpes médianes (les Banderettes, 582.70/164.37). Dans les forêts de la Joux-Derrey (578.0/166.5), la délimitation des terrains comme «en place», «tassés» ou «glissés», peut s'avérer un compromis pas toujours satisfaisant car, comme le relève GUILLAUME (1957, p.143), «dans toute cette zone, il est pratiquement impossible de distinguer les parties glissées de celles qui sont restées en place».

Un certain nombre de petits tassements, plus localisés, parsèment les régions à forte déclivité. Dans les ravins et les versants raides des vallons entaillés dans des séries contenant des niveaux marneux, les bancs plus compétents, gréseux ou calcaires, subissent souvent un fauchage ou un tassement, qui évolue parfois en glissement vers l'aval. Ce phénomène, dont la profondeur et l'extension spatiale sont très variables, et qui rend problématique la distinction entre tassement, glissement et roche en place, n'a que rarement été représenté comme «tassement» sur la carte.

### **Masses glissées, masses en glissement**

Les glissements affectent tous les types de terrains marneux ou limoneux, présentant une déclivité suffisante. Nombreux sur les versants raides des vallons, le long des berges des lacs de la Gruyère et de Montsalvens, dans les formations marno-calcaires du Dogger et du Crétacé moyen à supérieur de la nappe des Préalpes médianes, et dans une moindre mesure dans les synclinaux crétacés du massif du Montsalvens, ils atteignent une ampleur considérable dans les massifs de Flysch du Gurnigel, dans la Molasse subalpine et dans les zones du Mélange infrapréalpin. Nombre d'entre eux ont fait l'objet d'études de stabilisation et ont été ou sont en voie d'assainissement. De vastes territoires des massifs de la Berra et de la Chia (Joux du Pâquier) ont été drainés et reboisés au cours du 20<sup>e</sup> siècle. Pour la représentation et la délimitation des terrains en glissement, il a été tenu compte de la carte d'inventaire des terrains instables du canton de Fribourg, en cours d'élaboration par l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg en 1998.

Le glissement de Villarbeney, sur le versant ouest du massif du Montsalvens, qui figure déjà sur les cartes de MORNOD (1949a) et de GUILLAUME (1957), a fait l'objet d'une étude par l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg (rapport inédit, 1982; voir aussi ACKERMANN 1980). Son épaisseur

atteint près de 40 m dans l'un des forages effectués et sa vitesse de déplacement est de près de 3,5 m/an dans le chenal d'écoulement principal. Une datation au <sup>14</sup>C d'un fragment de bois prélevé à la base de la masse glissée a donné un âge de 10 190 ± 130 BP, ce qui confirme l'activité du glissement depuis cette époque.

Signalons les glissements ou zones de glissement suivants, avec la nature des terrains affectés:

- Les Arses–Vounetse (Unités A et B de la Formation du Staldengraben, Dogger de la nappe des Préalpes médianes),
- rive gauche du Javro, au nord-ouest de Charmey (argiles et limons glaciolacustres),
- La Blancharde–le Frachy (Flysch du Gurnigel, Mélange infrapréalpin),
- Gîte du Commun–Joux de Villaret (Flysch du Gurnigel, Formation de Cucloz),
- En Allière–la Joux-Derrey–les Communailles (Flysch du Gurnigel, Mélange infrapréalpin),
- La Berra–la Valsainte (Flysch du Gurnigel),
- Le Creux d'Enfer–l'Auta Chia (Flysch du Gurnigel),
- Le Perrex–la Bodevena (Flysch du Gurnigel, Mélange infrapréalpin, Formation de Cucloz).

### **Cônes et voiles d'éboulis, dépôts d'éboulement**

Dans la partie molassique de la feuille, les éboulis et les accumulations de blocs éboulés sont plutôt rares, la roche étant de nature à être rapidement altérée en sable plus ou moins argileux. Des éboulis, provenant de la désagrégation des niveaux de graviers fluvioglaciaires, alluviaux ou deltaïques, ont été cartographiés sur les rives du lac de la Gruyère en amont de Corbières, ainsi qu'autour de Broc. Des éboulis se sont accumulés au pied des escarpements de Grès de Vaulruz (Le Villars, Pont de Corbières) et de Grès de Cucloz (Joux du Perrex, Plan de la Croix). Dans la nappe du Gurnigel, les éboulis se limitent au pied des parois de flysch gréseux (Flysch 2b, la Guignarde, la Berra).

Dans les unités préalpines calcaires de la feuille, ces dépôts sont beaucoup plus développés. Constitués surtout par les calcaires du Jurassique supérieur, présents sous forme de voile inactif ou de cône actif, les éboulis recouvrent de façon presque ininterrompue le pied du flanc ouest du massif du Montsalvens et parsèment les flancs des anticlinaux de Malm. Dans les chaînons de la nappe des Préalpes médianes ils construisent des cônes actifs importants au débouché des couloirs entaillant les parois de Calcaires massifs du Jurassique supérieur (massif

de la Dent de Broc, Hochmatt, Les Dents Vertes, Vanil des Raveires, Patraflon). Les autres formations de la nappe des Préalpes médianes sont plus propices au développement de pentes d'éboulis non structurés, souvent recouvertes de forêt et colonisées par la végétation.

Si des blocs éboulés isolés sont fréquents et se rencontrent un peu partout au milieu des éboulis qui tapissent le pied des hautes parois calcaires, les amas de blocs sont plus rares. Dans la nappe des Préalpes médianes, des dépôts d'éboulements de plans de parois entiers s'observent occasionnellement sous les parois de Malm. Dans le Montsalvens, de tels éboulements peuvent avoir débuté par un tassement des calcaires du Jurassique supérieur sur les marnes oxfordiennes sous-jacentes et les blocs ainsi générés alimentent en aval des glissements, comme au Pissot (576.6/165.5), où un éboulement s'est produit en 1916 (BÜCHI 1923). Un certain nombre d'écroulements importants ont probablement accompagné le retrait des glaciers locaux et de nombreux blocs, principalement de Malm, sont incorporés dans la moraine; ce type de dépôt a été désigné comme «moraine à blocs» et décrit dans un paragraphe précédent. D'autres accumulations de blocs sont liés à des accidents décrochants qui hachent la roche (Joux du Perrex, 576.12/166.20).

### **Axes de paléovallées, anciens chenaux**

Des sillons sablo-graveleux, représentant d'anciens tracés des cours d'eau, ont été reconnus, en partie par la géophysique ou par sondage, en partie à l'affleurement. A ces anciens cours d'eau correspondent presque toujours des tronçons de gorges épigéniques: la Sarine à Broc et au pont de Corbières, la Sionge à Vuippens, le Javro avant son embouchure dans le lac de Montsalvens, et surtout les gorges de la Jogne à l'est de Broc, qui sont un bel exemple de creusement sous-glaciaire dans un verrou (PUGIN 1989). L'ancienne vallée de la Jogne, au sud de la gorge épigénique, a occasionné des problèmes d'étanchéité, avec des pertes lors de la mise en eau du bassin de retenue (SCHARDT 1922, TERCIER et al. 1945).

Le changement de direction d'écoulement de la Trême en aval de Bulle qui, de nord puis nord-est devient sud-est, est assimilable à un coude de capture provoqué par le barrage des moraines de Bulle au nord et à l'approfondissement de la vallée de la Sarine à l'est. Comme l'avait déjà remarqué SCHARDT (1920a), le tracé naturel de la Trême aurait pu se faire vers le NNE par la dépression Vuadens-Riaz, lit actuel de la Sionge. Une autre possibilité d'écoulement aurait pu se faire à travers le Bois de Bouleyres, par la dépression la Tuilière-les Oyes (MORNOD 1949a, p. 114).

### **Alluvions récentes**

Les alluvions récentes consistent en graviers, sables et argiles, sédimentés dans les cours d'eau ou sur leurs berges lors des hautes eaux. Elles occupent le fond des vallées, où une morphologie plate favorise le développement de sols marécageux, aujourd'hui en grande partie drainés et qui n'ont pas été cartographiés séparément. Localement, comme à l'est de Bulle, elles forment la partie distale de cônes d'alluvion. Ces dépôts peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (26 m dans le forage de Pont du Roc (581.61/161.72; BUGNON 1988, p.35).

Les diverses phases d'enfoncement des rivières génèrent des systèmes de terrasses emboîtées (Broc). Les cours d'eau actuels, canalisés sur de longs tronçons, ne débordent plus de leur lit, sauf en cas d'événement catastrophique.

### **Cônes d'alluvions**

La plupart des torrents et des rivières ont édifié des cônes d'alluvions, qui sont presque tous aujourd'hui inactifs, les cours d'eau étant fortement canalisés et des chutes d'eau artificielles abaissant le pouvoir érosif des flots lors des crues. Ces dépôts, d'épaisseur métrique à décamétrique, consistent en graviers, sables et limons, avec des blocs, où les éléments locaux prédominent. Les cônes alluviaux représentés dans la plaine de Bulle passent vers l'aval à des cônes deltaïques, déposés dans l'ancien lac qui occupait la plaine; la limite morphologique supérieure des deltas se situe vers 760 m selon PUGIN (1989). L'enfoncement périodique des cours d'eau a généré des cônes emboîtés, comme ceux de la Trême ou de l'Albeuve. Les cônes d'alluvions passent habituellement vers l'aval à des plaines alluviales (anciennes ou actuelles).

### **Tuf calcaire**

Des gisements importants de tuf calcaire n'existent pas sur le territoire de la feuille Gruyères. De modestes amas et encroûtements se sont formés dans les versants où jaillissent des sources aux eaux saturées en bicarbonate de calcium.

Les dépôts de tuf sont fréquents à l'interface entre moraine et roche (par exemple: 576.340/162.240), ainsi qu'à l'interface entre limons ou moraine argileuse et sables, graviers ou moraine sablo-graveleuse (nombreux exemples sur le pourtour du lac de la Gruyère).

### **Marais, marécages**

Dans les terrains molassiques du Gibloux et dans la plaine de Bulle, des marais et zones marécageuses occupent des dépressions comblées de matériaux fins (limons, argiles). Une majorité des marais dessinés sur la carte sont aujourd'hui drainés et utilisés comme pâturage ou mis en culture. Les tourbes des marais d'Echarlens et de Bouleyres, autrefois exploitées, étudiées par FRÜH & SCHRÖTER (1904), surmontent des dépôts lacustres tardi- et postglaciaires (voir chapitre correspondant).

En terrain préalpin, les replats et pentes faibles des assises marneuses du Flysch du Gurnigel ont favorisé l'installation de hauts-marais: Joux du Pâquier, Pré-Colard, ouest de la Joux d'Allières, forêt du Frachy. Cette dernière tourbière était en exploitation au début du 20<sup>e</sup> siècle (BÜCHI 1923). Les zones marécageuses sont très nombreuses dans les zones en glissement du Flysch du Gurnigel et en zone subalpine. La représentation combinée des glissements et de zones marécageuses étant particulièrement ardue, la primauté a été donnée aux instabilités de terrain, le caractère marécageux pouvant dans bien des cas se déduire aussi du figuré topographique. C'est le cas par exemple pour la zone des Cavucennes (577.2/167.6)

La plupart des grandes zones marécageuses figurent dans l'inventaire fédéral des hauts-marais et marais de transition d'importance nationale.

### **Dépôts artificiels**

Les dépôts artificiels et les remblais les plus importants sont ceux occasionnés par la construction de l'autoroute A 12 et ceux comblant les grandes gravières, ouvertes autour du lac de la Gruyère: les terrains exploités étant remblayés à mesure et remis en culture, il ne reste pratiquement plus de traces de l'exploitation après quelques années, et le seul moyen de les identifier est de comparer les éditions successives de la carte nationale. Une multitude de petits remblais, dont la plupart ont été omis sur la carte, ont été édifiés lors de la construction des routes, des ponts, des lignes de chemin de fer, des bâtiments, ou comme talus autour des nouvelles villas. D'anciennes carrières, gravières ou ravins ont malheureusement servi dans un passé récent comme décharges sauvages, avec tous les problèmes d'atteinte à l'environnement, notamment de pollution des eaux, que cela entraîne.

## ARCHÉOLOGIE

Le seul site archéologique antérieur à l'époque romaine reporté sur la carte est un tumulus mis à jour en 1995 à Bulle, sur une butte morainique (571.40/163.39). Il s'agit d'un tombeau celte daté du Bronze final – Hallstatt ancien (-900 ans à -700 ans). De plus, de nombreux sites attestent l'occupation de la région depuis le Mésolithique (env. 10 000 av. J.-C.), sans discontinuité jusqu'à l'époque moderne.

BLUMER & BRAILLARD (2004) donnent une bonne entrée en matière en décrivant les vestiges mésolithiques découverts lors de la construction de la route d'évitement A 189 de Bulle. Le recensement des sites archéologiques du canton de Fribourg peut être consulté au Service archéologique de l'Etat de Fribourg, Planche Supérieure 13, 1700 Fribourg.

## TECTONIQUE

(J.-B. PASQUIER et R. PLANCHEREL)

### Cadre régional et considérations géodynamiques

Le territoire de la feuille Gruyères se situe en bordure externe des Préalpes, dans la zone de contact avec le Plateau molassique. Dans cette zone complexe, un empilement de nappes allochtones d'origine interne (ultrahelvétique à ligure) formant les Préalpes, chevauche la Molasse autochtone par l'intermédiaire de la Molasse subalpine écaillée et d'un coussinet de wildflysch.

La mise en place et la structuration des Préalpes sont liées à l'histoire du prisme d'accrétion qui se développe suite à la fermeture de l'océan piémontais dès le Lutétien-Bartonien (MOSAR et al. 1996).

Pour MOSAR (1988), les plis et les plis-failles de la nappe des Préalpes médianes se forment dans une phase de déformation précoce, en partie à la faveur de paléofailles réactivées, avant que le front de la nappe n'atteigne le domaine helvétique à l'Oligocène. La nappe des Préalpes médianes, et la nappe Supérieure des Préalpes sont transportées ensuite de façon plus ou moins passive sur le dos des terrains ultrahelvétiques jusqu'à leur emplacement actuel. C'est durant cette dernière phase que la nappe des Préalpes médianes chevauche le Flysch du Gurnigel, que se produit l'écaillage au front des Préalpes médianes et que certains plans axiaux de plis sont redressés ou même déversés vers le sud.

Pour PLANCHEREL (1979), la déformation principale est plus tardive: «Mises en place à l'Oligocène, les Préalpes (y compris la Molasse subalpine) auraient été principalement déformées lors d'une phase de subduction et de cisaillement miocène, par sous-charriage de leur avant-pays molassique».

### Organisation générale des structures

Les unités tectoniques distinguées sur la carte sont:

- la Molasse du Plateau
- la Molasse subalpine, y compris sa partie la plus interne ou «flysch subalpin» auct.
- l'Ultrahelvétique (Préalpes externes) et le Mélange infrapréalpin
- la nappe des Préalpes médianes
- la nappe du Gurnigel
- la nappe de la Sarine

Chaque unité possède ses caractères structuraux propres: écailles, plis, failles, chevauchements, qui seront décrits par unités. Cependant, si l'on observe les grands axes structuraux, – de direction générale NE–SW –, on peut remarquer que leur tracé est affecté de déviations, de dédoublements, de plongements axiaux, de décalages ou d'interruptions, dont la répartition n'est pas quelconque, mais semble bien s'inscrire dans un système de zones de dislocation transversales qui transcendent les limites entre unités. Sur la base de considérations régionales, PLANCHEREL (1979) propose d'expliquer la situation par la présence d'accidents ou plutôt de faisceaux d'accidents décrochants subméridiens sénestres, dont la profonde influence exercée sur le développement des structures militerait en faveur d'un modèle de déformation principale tardive, postérieure à la mise en place des nappes. C'est cette interprétation qui est exprimée sur la carte et l'esquisse tectonique.

On trouvera dans le travail de PLANCHEREL (1979) le détail des observations et arguments invoqués pour justifier la présence et le tracé probable de ces zones de dislocation à l'échelle régionale. En vue de la description des unités, il est utile de citer et situer celles qui affectent le territoire de la feuille Gruyères.

Le principal de ces faisceaux, traversant la feuille du sud au nord, suit d'abord le cours de la Sarine jusqu'à Broc (passant de la nappe des Préalpes médianes à la Molasse subalpine mise au jour dans la «demi-fenêtre de Broc»), passe en rive droite du Lac de la Gruyère (séparant le pied du massif de Montsalvens des affleurements Bouleyres-Plaine de Bulle), et se prolonge sur la feuille Rossens par le vallon entre La Roche et Le Mouret (atteignant la limite Molasse subalpine–Molasse du Plateau).

La présence d'autres zones de dislocation de même direction, plus ou moins continues et d'importance variable, encadrant ce couloir décrochant principal, est inférée sur la feuille Gruyères, d'ouest en est:

- dans le cours supérieur de la Trême (affectant les écaillages de la nappe du Gurnigel);
- le long du flanc oriental du massif de la Chia-Joux du Pâquier (Flysch du Gurnigel), le séparant du secteur du Bois de Bouleyres (Mésozoïque ultrahelvétique);
- du vallon du Motélon au Vanil de la Monse (décalages dans la nappe des Préalpes médianes) et, plus au nord, des environs de Charmey aux pentes occidentales de la Berra (marquant la terminaison vers l'est du massif de Montsalvens et la limite entre l'étroite crête Bimont-Croset et la masse principale du Flysch du Gurnigel);
- du vallon du Riau du Gros Mont, en passant par le vallon des Fornis, au cours supérieur du ruisseau de l'Essert (relais axiaux dans la nappe des

Préalpes médianes) et, plus loin en relais, de la terminaison ouest du Breccaschlund (nappe des Préalpes médianes, feuille Boltigen) aux flancs ouest de la Patta (séparant écaillages et dédoublements de plis au sein de la nappe du Gurnigel).

En définitive, le compartimentage du front préalpin sur la feuille Gruyères par de grands accidents décrochants semble montrer une symétrie axée sur la dislocation principale «vallée de la Sarine (au droit de Gruyères)–Broc–La Roche». Cette zone, qui correspond à une dépression morphologique, semble en fait structurellement surélevée («demi-fenêtre de Broc») par rapport aux deux massifs ultrahelvétiques de Bouleyres à l'ouest et du Montsalvens à l'est (avec lequel est associé le Flysch du Gurnigel de la crête Bimont-Croset). Ces deux derniers compartiments paraissent également avoir subi un mouvement de soulèvement par rapport aux masses principales de Flysch du Gurnigel (la Chia-Joux du Pâquier, la Berra). Ce «haut structural» s'inscrirait dans le contexte d'une zone de transpression avec éjection vers le haut des terrains qui la constituent (fig. 2). De telles structures («positive flower structure» des auteurs anglo-saxons) résultent typiquement de mouvements cisailants horizontaux avec composante compressive («transpression») le long de grands accidents subverticaux («wrench zones», couloirs décrochants).

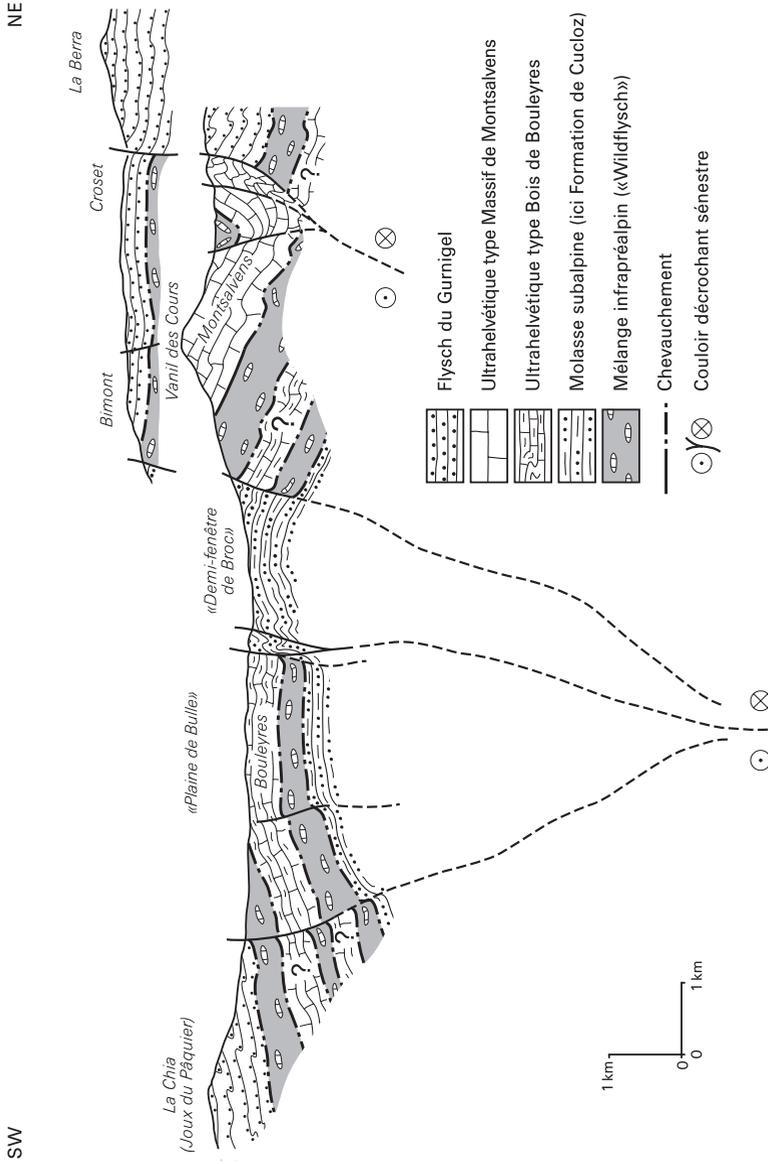


Fig. 2: Représentation schématique du «haut structural» de la plaine de Bulle, par J.-B. Pasquier et R. Plancherel (pour la localisation des coupes, voir Planche I)

## Description des unités

### Molasse du Plateau

La portion très restreinte de Molasse du Plateau à l'angle nord-ouest de la feuille Gruyères ne permet pas une analyse des structures. La carte tectonique de MORNOD (1949a, Pl. III) et les esquisses tectoniques des feuilles Moudon (GABUS 2000) et Rossens (WEIDMANN 2005) situent la terminaison périclinale vers le sud-ouest de «l'anticlinal principal» au niveau du Gibloux. A l'est de la Moleire (568.0/169.5), des accidents secondaires découpent la crête du Gibloux et seraient responsables de la variation des pendages (MORNOD 1949a).

### Molasse subalpine

La structure générale de la Molasse subalpine consiste en une succession d'écailles monoclinales en position normale, affectées de replis secondaires, de failles et de décrochements. L'individualisation et la dénomination des différentes écailles sur le périmètre de la feuille Gruyères ont été réalisées par MORNOD (1949a) et EMMENEGGER (1962). Elles sont indiquées sur la planche I. Le contact chevauchant de la Molasse subalpine sur la Molasse du Plateau est partout masqué par les dépôts quaternaires. Selon les coupes géologiques à travers la feuille Rossens voisine au nord (WEIDMANN 2005), le plan de chevauchement plonge de 60-70° vers le sud en surface, pour s'incurver et devenir subhorizontal en profondeur. Les contacts entre les différentes écailles sont rarement visibles, ce qui rend leur tracé hypothétique. Si les écailles situées à l'ouest de Corbières possèdent en général une bonne continuité latérale, celles de la rive droite du lac de la Gruyère semblent affectées par le couloir de décrochement de la vallée de la Sarine. Une tendance au redressement progressif du pendage des couches dans les différentes écailles en direction du chevauchement préalpin amène FASEL (1981) à y percevoir une ébauche de structure en éventail provoquée par le sous-charriage de l'avant-pays molassique sous les Préalpes.

#### *Écaille du Gérignoz - La Roche*

La première écaille de la Molasse subalpine sur la feuille Gruyères est entièrement constituée de Molasse d'eau douce: c'est l'écaille du Gérignoz formée uniquement des Couches du même nom. Cette écaille plonge généralement de 20-30° vers le SSE et semble monotone. L'absence de niveaux lithologiques repères empêche de mettre en évidence d'éventuels replis ou écaillages, tels ceux suggérés par l'étude du spectre des minéraux lourds du forage de Romanens-1 (feuille Moudon: 564.2/167.4) et de ses environs (MAURER & NABHOLZ 1980).

Le prolongement de l'accident Mionna-Grenet, qui détermine l'écaille de la Gisetta (feuilles Châtel-St-Denis et Moudon), ne trouve pas de justification sur la feuille Gruyères. A titre d'hypothèse, il a été amorti en «blind thrust» avec fermeture périantichlinale (planche I, coupe 3).

#### *Ecaille de Vaulruz*

Cette écaille constituée de Molasse marine inférieure (Formation de Vaulruz) surmontée de Molasse d'eau douce inférieure (Couches de Chaffa) possède une bonne constance dans les pendages, environ 40° vers le sud-est. Sur la bordure ouest de la carte, à la hauteur de Sur-les-Monts, l'accident dextre NW-SE de la Cergnette (dénommé Ciernettaz chez MORNOD 1949a), dont la trace peut être observée dans un petit ravin (568.98/165.15), décale l'écaille de Vaulruz en direction du nord-ouest et limite probablement vers l'est celle de Devin Dessus (GABUS 2000). La continuité vers l'est des Grès de Vaulruz pourrait être interrompue à l'est du Ru (375.9/169.6) par un possible accident subméridien sénestre lié au système de décrochements de la vallée de la Sarine (PLANCHEREL 1979, FASEL 1981).

#### *Ecaille de Champotey - Ramsera*

Comme la précédente, cette écaille est formée de Molasse marine inférieure (Formation de Vaulruz) et de Molasse d'eau douce inférieure (Couches de Chaffa). Sans que l'on puisse vraiment le toucher, le contact basal est visible dans le ravin au sud de la Levanche (575.18/168.31). L'allongement des buttes qui forment les Grès de Vaulruz est interrompu par de petits accidents NW-SE généralement dextres, comme à l'ouest de Riaz (569.70/165.30). Le décrochement de la Cergnette, dont le caractère dextre a déjà été relevé, décale de près de 400 m les Grès de Vaulruz (569.27/165.00). Le pendage général des couches vers le sud-est semble localement plus fort que dans l'écaille de Vaulruz, par exemple 60° vers Les Morets (567.68/164.15) ou à Champ Jordan (569.76/165.32). A proximité du chevauchement basal de l'écaille, il n'est pas rare d'observer des pendages vers le nord-ouest qui traduisent de petits replis, comme dans les ruisseaux au nord-est et au sud-ouest de la Croix Blanche (568.63/164.63 et 568.39/165.00). Au sud-est des Petits Monts (569.50/165.20), l'interprétation de FASEL (1981) a été adoptée pour positionner la base de l'écaille au milieu des Couches de Chaffa, avec le développement d'un pli.

A la hauteur du chalet de la Grosse Sauge au sud-est d'Hauteville (575.36/168.43), les Grès de Vaulruz semblent également se terminer brusquement vers l'est, peut-être contre le même accident que celui qui limite les Grès de Vaulruz de l'écaille de Vaulruz.

*Écaille de la Pattaz - la Holena*

Alors que cette écaille plonge généralement vers le sud-est en rive droite de la Sarine, son équivalent possible en rive gauche plonge vers le nord-ouest au nord de la Salette (568.60/164.60). Formée là uniquement de Molasse marine inférieure (Formation de Vaulruz) selon FASEL (1981) et MORNOD (1949a), elle pourrait contenir également de la Molasse d'eau douce inférieure (Couches de Chaffa), apparaissant à la faveur d'un repli au contact du plan de chevauchement comme dans l'écaille précédente. Un décrochement subparallèle à celui NW-SE de la Cergnette, à rejet apparent dextre, décale la Formation de Vaulruz de près de 300 m.

En rive droite du lac de la Gruyère, cette écaille est constituée principalement par la Molasse marine inférieure, mis à part deux petits affleurements de Molasse d'eau douce inférieure à la Berguerite (577.9/169.6; = affleurement de la Molasse rouge de la Berguerue de EMMENEGGER 1962, p.129). Les Grès de Vaulruz, et par-là l'écaille elle-même, semblent brusquement interrompus au-dessus de Corbières, peut-être par l'accident qui limite vers l'est les Grès de Vaulruz des deux écaillles sous-jacentes.

L'existence même de cette écaille est mise en doute par PLANCHEREL (1979) et FASEL (1981) entre l'accident de la Cergnette et le décrochement subméridien de la vallée de la Sarine. L'absence des Grès de Vaulruz dans le forage géothermique profond de Bulle (570.21/164.46) va dans le sens de cette hypothèse.

*Écaille de Villarvolard*

La rareté des affleurements de Grès de Cucloz dans la plaine de Bulle, de Vuadens au lac de la Gruyère, ne permet aucune interprétation détaillée de la structuration de cette formation. L'affleurement mentionné par MORNOD (1949a) à la Salette (568.74/164.40) n'a pas été retrouvé. Il est déterminant toutefois pour situer le plan de chevauchement de l'écaille.

Dans le cours épigénique de la Sarine à l'ouest de Broc, les juxtapositions inextricables du Flysch du Gurnigel et de la Formation de Cucloz («demi-fenêtre de Broc», MORNOD 1949a) seraient le reflet du laminage intense et des écaillages provoqués par le système de décrochements de la vallée de la Sarine.

En rive droite du lac de la Gruyère, de Botterens aux contreforts de la Berra, la Formation de Cucloz plonge généralement vers le sud ou le sud-est, sous la nappe du Gurnigel ou l'Ultraschelvétique. La série semble être en position normale. En raison de la trop grande discontinuité des affleurements et en l'absence de niveaux repères ou d'autres critères distinctifs, il n'a pas été possible de mettre en évidence des replis ou des écaillages supplémentaires.

## Ultrahelvétique

(= «nappe» des Préalpes externes ou bordières)

### *Bois de Bouleyres*

Les terrains mésozoïques du Bois de Bouleyres, qui peuvent être interprétés comme un olistolithe de grande taille (dans la zone de la plaine de Bulle), chevauchent la Molasse subalpine (Formation de Cucloz) par l'intermédiaire d'un probable coussinet de wildflysch. La présence de celui-ci est déduite des lames de Malm et de Flysch du Gurnigel qui entourent la masse principale ultrahelvétique et semblent parfois même s'y imbriquer. Par son contenu lithologique la masse du Bois de Bouleyres montre une affinité avec la nappe du Sex-Mort. L'allure générale d'une grande structure synclinale décrite par MORNOD (1949a) est sans doute compliquée par des plis et des chevauchements internes. Deux replis anti-formes, à noyau de Bajocien et à flancs septentrionaux chevauchant, sont visibles le long de la Trême. Le ruisseau qui recoupe le Bois de Bouleyres du sud-ouest au nord-est pourrait avoir emprunté une dépression générée par un chevauchement, qui serait lui-même lié aux grands décrochements passant par Bulle et la vallée de la Sarine.

### *Massif du Montsalvens*

Le massif du Montsalvens se présente comme une grande lame de Malm et de Crétacé pliée de manière complexe, dont l'ossature est formée par les Calcaires noduleux oxfordiens et les Calcaires en petits bancs du Kimméridgien. Par son contenu lithologique et sa succession stratigraphique le massif du Montsalvens peut se rattacher à la nappe d'Anzeinde. GUILLAUME (1957), à qui nous devons la description tectonique la plus complète du Montsalvens, a défini sur le versant ouest du massif une succession de sept anticlinaux et synclinaux (du sud au nord: synclinaux de Crésuz, du Tremblex, de Sur-les-Sauts, des Utzets, de la Tzervasse, du Commun Derrey, des Covayes) disposés en éventail entre deux plans faiblement convergents qui plongent vers le sud-est, sous le front de la nappe des Préalpes médianes. Les axes des éléments structuraux plongent vers le nord-est ou l'est, certains d'entre eux s'amortissant rapidement dans cette même direction, si bien que dans la partie orientale du massif ne subsistent plus que trois synclinaux principaux: ceux de Crésuz, des Utzets et des Covayes. Les synclinaux possèdent en général une forme large et massive, alors que les anticlinaux sont étroits et resserrés. Les plans axiaux des plis sont plus ou moins déversés vers le nord-ouest et les flancs nord des anticlinaux sont parfois plus étirés que les flancs sud. ANATRÀ (1979) envisage l'existence de plans de chevauchement disposés en éventail qui amortissent les anticlinaux et les synclinaux secondaires.

PLANCHEREL (1979) propose que la coupure brutale des plis vers l'ouest, leur exagération et leur disposition «en échelon» s'accorde avec la présence du couloir de décrochement passant par la vallée de la Sarine. A l'extrémité orientale du Montsalvens, la torsion vers le nord de la colline du Frassillet et la surrection, au sud des Molards, d'un anticlinal transversal NW–SE à noyau très redressé, plongeant axialement vers le sud-est, sont pour GUILLAUME (1957) la conséquence de la poussée de la nappe des Préalpes médianes et de son chevauchement jusqu'au cœur du synclinal des Covayes. Pour PLANCHEREL (1979) cette dislocation s'inscrit dans le prolongement de la zone d'accidents sénestres passant à l'ouest de la Berra et dans la vallée du Motélon. Dans ce contexte, ANATRÀ (1979) admet que la torsion sénestre du Frassillet résulte de la conjugaison de deux accidents décrochants sénestres passant de part et d'autre de la colline.

Dans le détail, de nombreuses complications affectent la structure générale du Montsalvens (failles, replis secondaires, chevauchements, écaillages). Le chevauchement de la ruine de Montsalvens, où le Malm de la charnière de l'anticlinal le plus méridional chevauche son propre flanc nord, a donné lieu à de nombreuses interprétations (GILLIERON 1873, SCHARDT 1892, 1917, 1920b, BÜCHI 1923, GUILLAUME 1957). Le flanc nord du synclinal de Crésuz est affecté d'un accident subvertical à compartiment sud abaissé, à rejet de l'ordre de 120 m sur le versant ouest du massif, qui s'amortit vers Crésuz et que GUILLAUME (1957) met en relation causale avec le chevauchement de la ruine de Montsalvens. Ce même flanc est dédoublé par un écaillage au niveau du Malm dans le ruisseau à l'ouest de Crésuz (env. 576.7/163.2).

Le contact des couches mésozoïques avec le wildflysch est visible dans la niche d'arrachement du Pessot (576.66/165.56; GUILLAUME 1957, p. 160) et dans les Gorges de la Jogne (575.60/161.66; GUILLAUME 1957, p. 147). Ainsi le plan de chevauchement basal s'élève rapidement de Broc en direction du nord-est, passant d'environ 700 m à plus de 1300 m (MORNOD 1949a, GUILLAUME 1957) et illustrant le plongement du massif sous la nappe des Préalpes médianes.

### **Mélange infrapréalpin**

(Zones du Gros Plané, de la plaine de Bulle, de la Bodevena, des Echelettes, de la Terrailonne)

La nature et la signification structurale des différents mélanges ou wildflysch présents sur la feuille Gruyères sont encore mal connues. Devant la difficulté à les subdiviser, ils ont été regroupés et représentés par un même figuré sur l'esquisse tectonique et les coupes géologiques (planche I). Au front des Préalpes, sous la nappe du Gurnigel (zone de la Terrailonne) et sous l'ultrahelvétique du massif du Montsalvens (zone de la Bodevena p.p.), la formation du «Wildflysch subalpin», avec ses lentilles d'origine paléogéographique principalement ultrahelvétique et

ultrabriançonnaise, serait interstratifiée au sommet de la formation de Cucloz, de manière analogue à ce que l'on trouve en Veveyse (WEIDMANN et al. 1982, WEIDMANN 1993, GABUS 2000). La plus grande partie du wildflysch qui entoure l'ultrahelvétique du Bois de Bouleyres (zone de la plaine de Bulle) pourrait également représenter du «Wildflysch subalpin». La partie sud de cette zone, d'Epagny à Montbarry et à la Tour-de-Trême, constituerait quant à elle la prolongation vers l'est de la zone du Gros Plané (MOREL 1976, 1980).

Selon R. Plancherel (in WEIDMANN 1993), le «Wildflysch du Gros Plané», pourrait être lui-même composé à la base d'un «Mélange infra-Gurnigel», avec lentilles d'affinités principalement ultrahelvétique et Nappe du Gurnigel, renversé sous un «Mélange infra-Médianes», avec lentilles d'affinités subbriançonnaises. Un équivalent de la zone du Gros Plané n'a pas été reconnu dans la vallée du Javro. La présence uniquement d'éléments de type ultrahelvétique et de Flysch du Gurnigel dans le wildflysch de la zone des Echelettes incite à le considérer comme du «Wildflysch subalpin».

### **Nappe des Préalpes médianes**

La nappe des Préalpes médianes occupe un gros tiers sud-est de la feuille. La structure interne de la nappe est conditionnée par la nature des matériaux déformés, qui contrôle la fracturation et le type de plis principalement à petite échelle, mais également par la présence des grands accidents décrochants, qui affectent les plis à grande échelle et délimitent des compartiments dont le comportement tectonique est plus ou moins indépendant des compartiments voisins.

Les niveaux plus calcaires et massifs du Lias et du Malm forment l'ossature des plis. Ils sont partout intensément fracturés. La continuité de ces fractures et failles de faible extension, leur orientation et leur représentation sur la carte sont parfois arbitraires. Les niveaux à alternance marno-calcaire du Dogger et du Crétacé supérieur à Tertiaire, de même que les bancs minces des Calcaires plaquetés du Crétacé inférieur, montrent généralement une déformation plus souple avec un clivage schisteux plus prononcé, des replis dysharmoniques et des plis secondaires métriques à décamétriques (MOSAR 1988). De tels replis sont généralement visibles dans les cœurs anticlinaux de Dogger (par exemple au col des Combes: 576.25/159.50) ou au cœur des synclinaux de Crétacé (par exemple au col de la Forcla: 576.85/158.65, au col du Gros Haut Crêt: 580.10/160.20 ou dans le vallon des Fornis: 584.40/163.50). Les plis à grande échelle (hectométriques à kilométriques) présentent souvent des flancs redressés à subverticaux, comme le long des arêtes prolongeant les Dents de Broc, du Chamois, du Bourgo ou les Dents Vertes.

L'interprétation de l'allure générale des plis est très variable suivant les auteurs, différences déjà relevées par WEIDMANN (1993) à propos des terrains

homologues de la feuille Châtel-St-Denis. Une première école adopte un style de plis «ultra-plastique», sans chevauchements internes importants, et en faisant appel à un diapirisme hypothétique (CHENEVART 1945, CHATTON 1947, PUGIN 1952, TERCIER & PUGIN 1967). Une autre école, après avoir montré que la déformation interne de la roche dans la nappe des Préalpes médianes plastiques reste faible (MOSAR 1988, 1989), propose des coupes équilibrées à travers la nappe, où les volumes, les surfaces et les longueurs palinspastiques sont conservées. Cette démarche aboutit à un style général de plis-failles de type «fault-propagation fold» avec de nombreux plans de chevauchement (MOSAR 1988, 1991, MOSAR et al. 1996, BOREL 1997). Le style tectonique adopté pour les coupes (planche I) est un compromis entre ces deux écoles et permet en général de rester fidèle aux interprétations basées sur les levés de SPICHER (1966), ANDREY (1974), FAVRE (1984), MANDIA (1984), SCHNEUWLY (1986), DOERFLIGER (1989) et DUBOIS (1999).

Une autre difficulté pour la construction de coupes est liée à la présence des grands couloirs décrochants évoqués précédemment, dont tout semble indiquer qu'ils ont dû fonctionner de façon déterminante en même temps que se formaient les plis. Ces accidents sont obliques sur les directions structurales générales. Ils créent ainsi différents compartiments faisant preuve entre eux d'une certaine indépendance dans la déformation.

Afin de rendre compte au mieux des modifications ou interruptions axiales résultant du jeu des grands accidents obliques, – ainsi que du découpage morphologique de la région, qui est pour nous l'une des expressions de cette structuration transverse –, les structures seront décrites par compartiments ou secteurs. Les dénominations classiques des plis, basées sur le concept d'une plus grande continuité axiale (voir par exemple TERCIER & PUGIN 1967), ne sont que partiellement reprises ici, parfois remplacées par des dénominations locales.

### *Secteur de Pringy*

Ce secteur de replis bordiers est coupé en deux par la faille NW–SE dextre de la Loue (571.200/158.880) et son prolongement sud-est dans la forêt de Chésalles, que l'on peut interpréter comme faille antithétique du grand décrochement sénestre de la vallée de la Sarine (SCHNEUWLY 1986), qui limite le secteur à l'est. La partie occidentale du secteur est occupée par deux plis assez ouverts: un synclinal déjeté à cœur bajocien au nord-ouest (synclinal de l'Arêna), chevauchant le Flysch du Gurnigel par le Trias basal de son flanc externe, suivi au sud-est par une large dépression anticlinale centrée sur le Trias du Mongeron (feuille 1245 Château-d'Oex). A l'est de la faille de la Loue ne subsiste pratiquement qu'un anticlinal, beaucoup plus étroit, tordu, et décalé vers le sud-est (anticlinal de Gruyères), dont la retombée du flanc externe vient buter brusquement par son

Aalénien sur des représentants du «Wildflysch du Gros Plané» (au Creux: 571.6/159.2) ou sur le Flysch du Gurnigel (Montilly, Le Creux). Le contact frontal de la nappe des Préalpes médianes est encore décalé par d'autres failles conjuguées.

#### *Secteur de la Dent de Broc*

Au pied nord de la Dent de Broc, le contact entre la nappe des Préalpes médianes et l'Ultraschelvétique du Montsalvens est partout recouvert de dépôts quaternaires et son tracé reste hypothétique. La zone frontale, plus étroite que dans le premier secteur, est ici écaillée plutôt que plissée (écailles ou plis-failles liasiques des Plains - La Monse), et chevauchée par le flanc nord du synclinal de la Dent de Broc. Ce chevauchement est visible à l'entrée de la cluse de la vallée de Motélon, en rive gauche (578.05/161.38, FAVRE 1984). Le reste du secteur, où la série stratigraphique est complète, témoigne d'une tectonique plus souple, en plis de grande envergure bien soulignés par l'allure des assises résistantes des Calcaires massifs: synclinal de la Dent de Broc et son prolongement dans le Vanil de la Monse, déjeté nord-ouest; anticlinal pincé des Combes (= anticlinal I, voir TERCIER & PUGIN 1967); synclinal déversé de la Grande Forcla (=synclinal gruyérien de TERCIER & PUGIN 1967).

Dans le détail, des complications apparaissent à la faveur d'accidents, aussi bien directionnels (chevauchements) que transversaux (décrochements): un décrochement sénestre pourrait expliquer la déviation du noyau liasique de l'anticlinal des Combes au-dessus des Cerniettes (577.7/160.4), amorti par un chevauchement vers l'arrière du flanc interne du synclinal de la Dent de Broc jusqu'au Riau du Motélon; des chevauchements redoublent le coeur du synclinal de la Grande Forcla, que ce soit au niveau de la limite Néocomien-Couches Rouges au col de la Forcla même (576.82/158.65), ou encore plus à l'ouest, grâce au fort pendage axial en direction de la Sarine, au niveau du contact de la nappe de la Sarine sur celle des Préalpes médianes près d'Estavannens (bordure sud de la carte et feuille 1245 Château-d'Oex). Le Malm du flanc sud renversé du synclinal de la Grande Forcla chevauche le Crétacé de ce même flanc, de la Dent du Bourgo au Gros Cua (578.4/159.0).

#### *Secteur Gros Haut Crêt - Dents Vertes - l'Arsajoux*

La limite entre ce secteur et le secteur précédent ne correspond pas à une coupure franche, mais se manifeste par diverses modifications des structures déjà décrites et par l'apparition de nouvelles structures, le long d'une ligne placée approximativement dans le prolongement méridional de l'accident du Frassillet (579.38/166.47). C'est tout d'abord la déviation vers le nord-est de la trace du

chevauchement frontal de la nappe des Préalpes médianes le long du cours du Javro, qui semble corrélative de l'enfoncement du système de plis du massif du Montsalvens vers l'est. Ceci laisse place à une zone frontale liasique largement étalée, formant le système d'écaillés imbriquées du massif de l'Arsajoux (=replis bordiers, SPICHER 1966). C'est ensuite le développement, à partir des écaillés des Plains - La Monse (voir plus haut), de trois nouveaux plis: anticlinal Liderrey - La Chapalleyre (=anticlinal de Charmey, SPICHER 1966), à noyau triasique chevauchant la zone frontale; synclinal de Vounetse, à cœur bathonien déjeté au sud-est; anticlinal de La Tsintre - Tissiniva, à noyau bajocien franchement déversé au sud-est. Ce déversement se fait à la faveur d'importantes modifications axiales intervenant dans la configuration des plis décrits dans le secteur précédent: le synclinal de la Dent de Broc, encore nettement déjeté nord-ouest jusqu'au Vanil de la Monse, se resserre et se redresse dans la partie est de ce massif, inverse son sens de déjettement au passage de la Jogne, et bascule nettement au sud-est sous les Dents Vertes; simultanément, la suite de l'anticlinal des Combes, après avoir culminé axialement aux Plans (579.40/161.45), à l'arrière du Vanil de la Monse, plonge rapidement en se déjetant au sud-est en rive droite de la Jogne (fermeture périclinale en genou de Pont du Roc), pour disparaître en tant que pli individualisé dans le vallon des Fornis, à la marge orientale du secteur. A son tour, la suite du synclinal de la Grande Forcla se rétrécit considérablement au passage du Riau de Motélon, tout en approfondissant son dédoublement (cols du Petit et du Gros Haut Crêt), sous l'effet d'un fort chevauchement de son flanc sud. Celui-ci amorce ainsi le passage au pli le plus interne affleurant sur la carte, l'anticlinal de la Jogne (anticlinal II de TERCIER & PUGIN 1967), lui-même affecté d'une nette déviation sénestre le long du cours supérieur du ruisseau du Motélon (feuille 1245 Château d'Oex).

De nouveau, divers accidents secondaires compliquent l'image générale. Les accidents les plus apparents, généralement reconstitués à partir de la position des affleurements plutôt qu'observés directement, sont de type décrochement. Ceux qui déterminent les écaillés du massif de l'Arsajoux (GILLIERON 1885, SPICHER 1966) possèdent à la fois une composante chevauchante et une autre décrochante sénestre (PLANCHEREL 1979), permettant de les qualifier de «décrochevements». Relevons plusieurs accidents décrochants sénestres parallèles aux décrochements principaux: celui situé à l'ouest de Poyet Riond (582.58/165.10); celui passant par Sous les Vanils (580.24/162.20), qui limite vers l'est le chevauchement du flanc sud du synclinal du Vanil de la Monse sur l'anticlinal des Combes (CHATTON 1947, MANDIA 1984); son prolongement probable au nord en direction des Pâquiers, qui limite vers l'est la colline liasique de Plioumont et son chevauchement vers le nord (580.60/163.16); l'accident longeant à l'est l'arête de la Vieille Cierne (581.18/162.80) pourrait être la cause du dédoublement de l'anticlinal de La Tsintre le long de la dite arête (SPICHER 1966). Citons encore le

décrochement NW-SE dextre de Liderrey-Montminard (579.68/163.50), dont le rejet est souligné par la morphologie (SPICHER 1966). Le versant gauche du vallon du Gros Mont dans la région de la Rochua (581/160) est parcouru de grands accidents conjugués NW-SE à rejet cartographique dextre atteignant près de 650 m (CHENEVART 1945, MANDIA 1984), et qui sont probablement des embranchements de chevauchements affectant le flanc nord-ouest de l'anticlinal de la Jogne: au niveau du Malm dans le massif du Haut Crêt (580.28/160.10) avec de fortes réductions d'épaisseur et la disparition de certaines formations en direction de Motélon vers le sud-ouest, et au niveau du cœur anticlinal triasique avec un laminage partiel des formations liasiques.

#### *Secteur Hochmatt - Vanil d'Arpille - Patraflon*

Le dernier secteur, qui apparaît bien délimité à son bord ouest par le grand couloir décrochant Gros Mont - Auta Chia, voit le développement, dès cet accident mais principalement plus à l'est, sur la feuille adjacente Boltigen, d'un large synclinorium dans les formations crétacées, né de la fusion, dès le vallon des Fornis, des synclinaux Dent de Broc - Vanil de la Monse et Grande Forcla - Petit/Gros Haut Crêt. Cette sorte de cuvette est affectée, dans le Breccaschlund (feuille 1226 Boltigen), de quelques replis anticlinaux à cœur jurassique. Elle est limitée au nord par un anticlinal à noyau triasique (suite de l'anticlinal Liderrey - La Chapalleyre), chevauchant le Flysch du Gurnigel ou le wildflysch au nord. Au sud, ce synclinorium (vallon des Fornis) est limité par la barre calcaire Vanil d'Arpille - Vanils des Raveires - Tossenwald, flanc externe déversé et localement chevauchant (feuille 1226 Boltigen) du vaste anticlinal de la Jogne. Le noyau triasique de ce dernier, profondément érodé entre Im Fang et Tosse-aux-Quarts, et son flanc normal constituent l'imposant massif de la Hochmatt, qui occupe l'angle sud-est de la carte.

Comme pour les autres secteurs, diverses structures secondaires manifestent l'influence fondamentale de grands accidents transversaux. De nombreux accidents nord-sud sénestres en relais affectent la partie du secteur située au nord de la Jogne. Dans la région des Echelettes (583.8/166.5), un accident antithétique dextre décale le plan de chevauchement de la nappe vers le sud-est. Le passage sans transition des chevauchements complexes de la Rochua, en rive gauche du Riau du Gros Mont, au chevauchement du Tosse (582.22/160.48) en rive droite (CHENEVART 1945, MANDIA 1984) peut s'expliquer par la présence de l'accident du Gros Mont. Dans le flanc externe de l'anticlinal de la Jogne, les assises liasiques ont totalement disparu dans la région de Chauplan (582.20/159.94) et sont très laminées au-dessus de la Villette, suite au chevauchement du noyau triasique de l'anticlinal. L'accident nord-sud du Cheval Blanc (583.98/158.40), avec son rejet cartographique dextre d'environ 150 m (CHENEVART 1945,

DOERFLIGER 1989), s'inscrit dans le prolongement d'accidents sénestres dans la chaîne des Gastlosen au sud, sur la feuille Château-d'Oex. PLANCHEREL (1979) explique cette apparente contradiction par une possible inversion du rejet (mécanisme «transformant») et/ou par une forte composante verticale intervenant dans le décrochement: le compartiment du Cheval Blanc (à l'est) est soulevé d'au moins une centaine de mètres par rapport au compartiment de la Hochmatt (à l'ouest).

### Nappe du Gurnigel

TERCIER (1928) a bien relevé les difficultés rencontrées pour mettre en évidence la tectonique du massif de la Berra: absence d'horizons repères, rareté des affleurements, plissements dysharmoniques, fauchage et tassement de la roche.

Afin de préciser la structure générale de la nappe du Gurnigel, une campagne d'échantillonnage en vue d'une étude de la nannoflore a été entreprise dans le cadre d'un mandat confié à l'auteur en 1997 et 1998 par l'OFEG. Les déterminations biostratigraphiques ont été effectuées par J. v. Stuijvenberg, suivant la méthodologie utilisée sur les feuilles adjacentes Rossens (WEIDMANN 2005) et Moudon (GABUS 2000). Ces analyses complètent les données inédites recueillies par J. v. Stuijvenberg dans le massif de la Berra, dans le cadre de recherches effectuées à l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg.

Le plan de chevauchement de la nappe sur la Formation de Cucloz ou sur le wildflysch n'est pas visible sur la feuille Gruyères, caché par les dépôts quaternaires ou masqué par l'altération superficielle du sol. Il s'exprime bien dans la morphologie par un ressaut sur le versant nord-ouest de la crête Bimont-Croset.

Le style général de déformation a été mis en évidence en dehors des limites de la carte (WEIDMANN et al. 1976, VAN STUIJVENBERG 1979, MOREL 1980, WEIDMANN 1993, GABUS 2000, WEIDMANN 2005). Il s'agit d'une succession d'écaillés comprenant plusieurs formations, plongeant vers le sud ou le sud-est souvent monoclinales au front de la nappe, plissées dans les secteurs plus internes et interrompues latéralement par des accidents décrochants subméridiens sénestres. Des replis internes métriques à hectométriques affectent les formations à dominante marneuse et des fractures de faible extension interrompent la continuité latérale des formations plus gréseuses. A proximité des accidents décrochants majeurs, un intense plissement, un laminage et broyage de la roche, des dislocations secondaires, un renversement des structures et des variations dans la direction générale du pendage sont fréquents.

*Partie occidentale (massif de la Chia/Joux du Pâquier)*

La structure générale du massif de la Chia (Joux du Pâquier) est basée sur les observations faites dans les deux entailles naturelles de la Trême et du Riau de la Chia qui s'écoule à l'est vers le Pâquier. Il s'agit d'un vaste synclinal qui semble légèrement déjeté au nord-ouest. Un chevauchement interne avec intercalation de wildflysch est souligné par les affleurements de Lias de la Cuva (567.75/159.50; CORMINBOEUF 1965). Un autre écaillage a été mis en évidence dans la Trême, à la limite avec la feuille Moudon (567.5/161.0). La rareté des affleurements dans les parties basses du massif y rend l'interprétation structurale très hypothétique.

*Partie orientale (massif de la Berra)*

Le couloir décrochant passant à l'ouest du sommet de la Berra (accident du Frassillet) délimite deux secteurs du massif au style tectonique différent. Vers l'ouest, la crête Bimont-Croset forme une étroite écaille monoclinale renversée, constituée par des roches d'âge Maastrichtien à Thanétien, recoupée par des accidents secondaires favorisant la formation de petits cols. Vers l'est, entre la Berra et la Valsainte, une vaste écaille constituée d'une double synforme à cœur de Lutétien, dont les axes plongent vers l'est en direction de l'accident de l'Auta Chia, domine la structure de la région. Un accident conjugué au décrochement de la Berra, à rejet cartographique dextre, favorise le soulèvement de la colline du Frachy et la juxtaposition de terrains maastrichtiens et éocènes, au nord-ouest du couvent de la Valsainte. A l'est du décrochement de l'Auta Chia, le massif de la Patta forme un synclinal qui se prolonge au nord-est vers le Schwyberg. Dans la région des Echelettes (583.2/166.8), un écaillage de la nappe du Gurnigel est souligné par l'intercalation d'un «wildflysch à lentilles de Malm» (TERCIER 1928, TERCIER et al. 1945), proche du chevauchement basal de la nappe des Préalpes médianes. Le contact entre les deux nappes n'est pas visible à l'affleurement.

### **Nappe de la Sarine**

Cette unité est présente au cœur du synclinal de la Grande Forcla, dans la région des Perreires au-dessus d'Estavannens (bordure sud de la carte). Aucun affleurement ne montre le contact avec la nappe des Préalpes médianes.

Mise en place de façon précoce sur la nappe des Préalpes médianes, puis plissée et déformée avec elles (CARON 1972), la nappe de la Sarine constitue un témoin du passage de la nappe du Gurnigel sur celle des Préalpes médianes (CARON et al. 1980).

## MATIÈRES PREMIÈRES EXPLOITABLES

### Sables et graviers

Les sables et les graviers, qui ont été utilisés de façon artisanale et locale pendant des décennies, constituent aujourd'hui l'une des principales richesses naturelles du sous-sol de la région. Toutes les formations quaternaires contenant des graviers ont été exploitées, de manière plus ou moins intensive. Les besoins croissants en matériaux meubles liés à la construction de l'autoroute A 12 et le développement économique de la région de Bulle ont engendré depuis la fin des années 1960 une prospection systématique des gisements (géoélectricité, sondages mécaniques). Les gravières ont été parfois ouvertes, exploitées, remblayées, puis remises en culture en quelques années. Ainsi, la localisation des anciennes exploitations n'est souvent possible que par le seul examen des versions successives de la carte nationale. Le périmètre des gravières en exploitation reporté sur la carte en reflète approximativement l'état en 1998.

La Direction des travaux publics du Canton de Fribourg a édité en 1994 le «Plan sectoriel des aires de matériaux exploitables» (DTP 1994), destiné à assurer l'approvisionnement du canton en matériaux pour les prochaines années, en tenant compte des impératifs de la protection de l'environnement. L'année suivante, cet office a publié la carte d'inventaire et la liste des gravières et des carrières déjà remises en état, encore en exploitation ou à restituer, à partir de 1975 (DTP 1995). De l'analyse de ces documents, il ressort que plusieurs grands gisements sont localisés dans le périmètre de la feuille Gruyères, principalement dans les graviers et sables de retrait, dans la moraine sablo-graveleuse et dans les dépôts deltaïques et alluviaux anciens. Citons quelques gravières, anciennes ou actuelles, importantes par le volume du matériel exploité ou encore exploitable ou par leur intérêt scientifique (datations, sédimentologie):

- volume important: est de Sorens (Sur Croix), nord-ouest de Vuippens, sud-ouest de Botterens (En Jogne), nord-ouest de Villarbeney (Verchaux), SSW de Corbières (Pontet), sud-est d'Hauteville (Les Fourches, Planchamps);
- intérêt scientifique: nord-est de Morlon (Les Coins), nord-ouest de Villarbeney (Verchaux), nord-ouest de Botterens (Croix du Montet).

### Marnes et argiles

L'ancienne tuilerie de Corbières exploitait les argiles lacustres tardiglaciaires et/ou les alluvions fines de la terrasse. Les argiles glaciolacustres grises extraites au Ru (574.92/169.99) étaient destinées à cette même tuilerie. DE GIRARD (1896) mentionne des exploitations à Bulle, la Tour-de-Trême, Gruyères et Charmey.

### Blocs erratiques

Les blocs erratiques, autrefois très nombreux dans la plaine de Bulle (BEHMER 1912), ont été intensément utilisés comme pierre à bâtir, comme pierre à meule, comme soubassement des constructions, comme pavé, ou encore comme monument funéraire et objet d'ornementation.

### Gypse

Au lieu-dit «Le Creux», au nord-ouest de Pringy, des lentilles de gypse dans le Mélange infrapréalpin étaient exploitées autrefois pour la fabrication de plâtre (GILLIERON 1885). Des reliques de murs de l'ancienne «Gypserie» et des dépressions pouvant indiquer l'entrée de cavités d'exploitation s'observent encore en rive gauche de l'Albeuve (571.65/159.06). Un gisement de gypse de la nappe des Préalpes médianes, à l'est du chalet de Grattavache-Dessous, a été utilisé temporairement pour la reconstruction du couvent de la Valsainte (GILLIERON 1885, DE GIRARD 1896, TERCIER et al. 1945).

### Tourbe et charbon

A la fin du 19<sup>e</sup> siècle, la tourbière d'Echarlens était exploitée annuellement par chaque ménage bourgeois (DE GIRARD 1896). L'exploitation de celle de Bouleyres a commencé en 1880 (DE GIRARD 1896); les couches supérieures produisaient une tourbe utilisée comme engrais, les couches inférieures fournissaient un combustible de première qualité (FRÜH & SCHRÖTER 1904). Les tourbières du Frachy, au-dessus de la Valsainte, étaient exploitées au début du 20<sup>e</sup> siècle par les habitants de la vallée (BÜCHI 1923).

Aucun niveau de charbon exploitable n'est à signaler sur le territoire de la feuille Gruyères. Dans un rapport inédit, TERCIER (1942b) recense les localités ayant fourni des lits charbonneux dans les Grès de Vaulruz de la Molasse subalpine:

- Les Moret (nord de Vuadens): lit de 2 à 3 cm,
- Sous-les-Moleyres (sud-ouest de Marsens, 570.8/166.7): couche de 10 à 15 cm,
- Vuippens: 2 lits de respectivement 1 à 2 cm et 5 à 10 cm.

MORNOD (1949) décrit également des niveaux de charbon dans les Couches de passage (= base des Couches de Chaffa), dans le ruisseau du Ru (nord-est d'Hauteville) et dans un ravin au sud de la Levanche (nord-est de Corbières).

### Pierre de taille

Les niveaux gréseux des Couches du Belpberg (Grès du Mont-Olivet) étaient autrefois exploités au Gibloux dans deux carrières encore visibles, sur la croupe rocheuse des Côtes à Richard (MORNOD 1949a).

Si dans la Molasse subalpine, les exploitations dans l'USM étaient rares (bancs de grès des Couches de Chaffa exploités à la Fin de Plan, au nord de Riaz), les carrières ouvertes dans les Grès de Vaulruz (UMM) étaient nombreuses et de taille variable (MORNOD 1945, 1949a): Ruisseau du Ru au nord-est d'Hauteville, Champotey, Prévondavaux (la seule carrière dans la Molasse encore en activité au milieu du 20<sup>e</sup> siècle), Vuippens, Les Moret, Sur les Mont et Sous les Moleires (ne figure plus sur la CN) au sud-ouest de Marsens. Les Grès de Vaulruz, d'une grande dureté de par leur granulométrie fine à moyenne, fournissaient d'excellentes pierres de taille, pierres à meules, pierres à aiguiser, pavés, moellons, et surtout ont servi à la construction d'édifices publics ou de fontaines jusqu'à Zürich ou Lausanne (DE GIRARD 1896, DE QUERVAIN 1969).

Les grès du Flysch du Gurnigel ont été extraits autrefois au NNW de Broc, en rive droite de la Sarine à son embouchure dans le lac de la Gruyère, et à Montcaillaz à l'ouest de Bulle (MORNOD 1949a). De petites carrières à usage local étaient ouvertes dans le massif de la Berra, comme dans le Riau de la Tioleyre, à côté de la Valsainte (TERCIER 1928). Celles-ci ont aujourd'hui toutes disparu.

Une multitude de petites carrières ont fleuri dans la plaine de Bulle et dans le massif du Montsalvens, dans les niveaux calcaires de l'Ultrasubalpin ou dans les olistolithes du Mélange infrapréalpin; souvent trop modestes, on a renoncé à toutes les reporter sur la carte. Citons les carrières de Praz Couquain, en rive droite de la Sarine à Broc, de la Pereyre et de Crêt Vudy, en rive gauche de la Trême, qui toutes trois exploitaient les calcaires gréseux et les grès calcaires du Bajocien et du Bathonien (DE GIRARD 1896, MORNOD 1949a). Les calcaires du Jurassique supérieur étaient extraits à Broc sur le versant droit de l'ancien pont sur la Jogne (701 m), au carrefour de Bataille et en bordure de la route cantonale à l'est de la ruine de Montsalvens (GUILLAUME 1957). Les deux lames de Malm de la Tour-de-Trême ont également été exploitées en carrière (MORNOD 1949a, ENGELKE 1907).

Les carrières de Sous-les-Vanils et du Brésil (vallée de la Jogne), dans les Calcaires noduleux et les Calcaires massifs de la nappe des Préalpes médianes, sont les seules carrières de calcaire encore en activité, sur la feuille Gruyères, et elles produisent des blocs pour l'endiguement, du concassé et des pierres de taille. La cornieule est exploitée en carrière, en rive gauche de l'Albeuve, pour la couverture des chemins (CARON et al. 1972). Selon GILLIERON (1885), mélangée à

des sables quartzeux quaternaires, la cornieule était utilisée au 19<sup>e</sup> siècle pour la fabrication du verre, à la Verrerie, près de Semsales.

### Hydrocarbures

Quelques lignes sismiques de prospection pétrolière du permis Fribourg-Sud atteignent l'angle nord-ouest de la feuille Gruyères (massif du Gibloux): campagne 1974-75, lignes FS 1, 2, 7, 8, et 26. Une autre (FS 9) traverse la feuille en suivant l'axe de la Sarine. Sous réserve de retraitement des données, ces profils sismiques donnent peu de renseignements sur les structures à faible profondeur intéressant directement la cartographie.

Le sondage pétrolier de Sorens 1 (568.47/169.19/1019 m) a été foré dès le 16 décembre 1960 par la compagnie BP. L'objectif prioritaire était de trouver un réservoir dans les grès rupéliens de l'UMM et éventuellement de poursuivre les investigations dans le Crétacé et le Jurassique. Si des indices d'huile et de gaz ont été découverts dans l'UMM et le Crétacé, ils se sont révélés non exploitables. Le forage est stoppé le 2 juin 1961, à une profondeur de 3165,30 m, dans les calcaires du Barrémien.

La coupe du sondage Sorens 1, sur la base des relevés de PERRY (1961) complétés par les interprétations lithostratigraphiques de MAURER (1983), s'établit comme suit:

Quaternaire	26 m
USM: Couches du Gérignoz	474 m
Chevauchement de la Molasse subalpine	-----
OMM: Couches de la Singine	72 m
USM type «Molasse grise de Lausanne»	908 m
USM type «Grès et marnes gris à gypse»	350 m
USM type «Marnes bariolées inférieures»	1259 m
UMM: Formation de Vaulruz	61 m
Eocène marin	4 m
Discontinuité mésozoïque	-----
Barrémien ?	11 m
	-----
Profondeur totale	3165 m

Signalons qu'à Epagny (572.95/159.65), un forage pour l'implantation d'une sonde géothermique en 1990 a percé une poche de gaz naturel à 100 m de profondeur dans le gypse du Trias (Office de la protection de l'environnement du canton de Fribourg, communication écrite). Un dégagement gazeux était connu autrefois derrière les moulins de Broc, sur le chemin de Charmey, en dessous de Montsalvens (DE GIRARD 1913, p.40).

### Géothermie

Afin d'exploiter la chaleur naturelle du sous-sol au moyen de pompes à chaleur, de nombreuses sondes géothermiques ont été installées dans les nouvelles constructions depuis les années 1990. Les forages réalisés à cet effet, d'une profondeur comprise généralement entre 50 et 100 m, fournissent de précieuses indications sur la nature des terrains traversés.

Dans la Molasse subalpine, un forage géothermique profond de 800 m, a été réalisé au printemps 1992 au NNW de Bulle (572.21/164.46/765 m) en vue de chauffer le nouveau Collège du Sud prévu à proximité. Le gradient géothermique y est de 38.3 °C entre 70 et 800 m (Bureau CSD Fribourg, rapport inédit). Bien que les températures aient été suffisantes, l'aquifère recherché dans les Grès de Vaulruz n'a pas été atteint et le projet a été abandonné. Après avoir traversé 75 m de terrains morainiques et fluvioglaciaires, le forage s'est maintenu dans la Formation de Cucloz jusqu'à son arrêt (GHIRLANDA 1993).

### Divers

Du minerai de fer était exploité autrefois dans les Marnes noires et calcaires argileux albiens de l'Ultraselvétique du Montsalvens, à 1,5 km au nord-est de Cerniat (579.08/165.90). Le gisement, aujourd'hui couvert par un glissement de terrain, montrait deux niveaux d'environ 40 cm de puissance et distants de 1 m, de concrétions de pyrite et de marcassite de la taille d'une noix au maximum. Selon GUILLAUME (1957), il pouvait s'agir d'un seul niveau plissé en cœur de synclinal.

D'après la tradition orale, le minerai a été exploité vers 1790, par deux petites galeries, dont les entrées étaient encore visibles au début du 20<sup>e</sup> siècle (FEHLMANN 1919). Des tentatives d'exploitation ont à nouveau eu lieu vers 1883-1884. Les concrétions de marcassite de Cerniat, dont la teneur volumétrique est estimée à 4–5 dm<sup>3</sup> par m<sup>3</sup>, ont été décrites ou analysées à de nombreuses reprises (par exemple DE GIRARD 1896, FEHLMANN 1919, HEIM 1920, BÜCHI 1923, MÜLLER 1933, GUILLAUME 1957, ANATRÀ 1979, NICKEL & MARTIN 1977).

## HYDROGÉOLOGIE

Les sources et les captages indiqués sur la carte sont tirés principalement de l'Atlas suisse de l'approvisionnement en eaux (OFT 1994) et de l'inventaire au 1:10 000 effectué par l'Office de la protection de l'environnement du Canton de

Fribourg pour l'établissement de la «Carte des secteurs de protection des eaux du Canton de Fribourg» (OPEN 1998), ainsi que des données disparates des cartes géologiques existantes, de rapports inédits des bureaux privés et de nos relevés de terrains. La localisation de tous ces points d'eau n'est pas toujours précise, de même que la nature des captages (eau saisie en surface, pompage d'eau souterraine).

Les perméabilités des terrains qui constituent le sous-sol du territoire de la feuille Gruyères, ainsi que diverses données hydrogéologiques, ont été synthétisées par PASQUIER et al. (1999) sur la carte hydrogéologique au 1: 100 000 Sarine et dans la notice explicative qui l'accompagne.

De manière générale, la plupart des terrains meubles sablo-graveleux, qui présentent une perméabilité élevée à moyenne, peuvent être le siège d'une nappe aquifère s'ils sont scellés par des niveaux imperméables, C'est le cas des dépôts fluvioglaciaires et glaciolacustres, des alluvions anciennes, des éboulis, des cônes de déjection et, de façon plus modeste, de la moraine graveleuse. Une multitude de captages, plus ou moins importants, exploitent ces aquifères.

Dans la plaine de Marsens, LALETIN & THIERRIN (1984) ont montré l'existence d'une nappe phréatique complexe, composée d'un aquifère inférieur dans les graviers et sables de retrait ( $q_{4-5s}$ ) et d'un aquifère supérieur dans les graviers alluviaux et deltaïques de la Sionge ( $q_{5s}$ ). C'est dans le premier qu'est implanté le puits du captage d'Echarlens (GIANOLINI 1981). La terrasse de Vuadens, formée par la partie distale peu inclinée d'un ancien bras du cône de déjection de la Trême, recèle en son sein une nappe d'eau souterraine qui s'écoule lentement vers le nord; MORNOD (1946a) a montré l'existence d'un aquifère inférieur dans des sables et graviers de retrait et d'un aquifère supérieur dans les graviers à gros blocs du cône de déjection. Une nappe phréatique est présente dans la plaine alluviale de la Jogne, entre La Tsintre et Im Fang, avec une émergence à Pra Jean (582.05/161.39) donnant naissance à un petit ruisseau, et d'autres résurgences dans la moraine à blocs du Perré vers 840 m (env. 579.20/162.50). La nappe est alimentée par les infiltrations de la Jogne, par les eaux météoriques (précipitations, fonte des neiges) et par les eaux karstiques, en particulier celles reliées au système karstique de Pont du Roc (BUGNON 1988). Cette nappe est exploitée à la station de pompage de Pont du Roc (581.61/161.72) par les Services industriels de la ville de Bulle (près de 10000 l/min).

Les terrains morainiques limoneux et ceux provenant de l'altération des formations marneuses présentent des perméabilités faibles. Ils forment de modestes aquifères à faibles débits, dont la qualité de l'eau est souvent médiocre, et d'où sont issues d'innombrables petites sources qui alimentent de nombreuses fermes et abreuvoirs.

Les phénomènes karstiques sont nombreux dans les terrains calcaires de la nappe des Préalpes médianes et du massif du Montsalvens. Les principales

caractéristiques hydrogéologiques des formations des Préalpes médianes ont été étudiées par MÜLLER (1976a, 1976b) et MÜLLER & PLANCHEREL (1982), notamment à l'aide de la géophysique (méthode électromagnétique VLF). Les sources les plus importantes sont liées au Malm, aux niveaux calcaires du Dogger et au Lias. BUGNON (1988) a établi un inventaire des principales sources et résurgences karstiques de la vallée de la Jogne et de ses affluents. Citons la source karstique de Pont du Roc, dont le bassin d'alimentation est encore mal connu, en rive droite de la Jogne (581.66/161.90) et située sur un plan de faille des Calcaires massifs (SPICHER 1966). En période de crue, à la fonte des neiges, l'émergence principale libère plus de 400 l/s (BUGNON 1988). Des traces d'anciens exutoires karstiques sont observables dans les parois de Malm du Brésil, du Tosse, de Pont du Roc et du Vanil de la Monse (BUGNON 1988). Les sources des Rouvennes dans la vallée du Gros Mont (581.2/158.9), captées depuis 1995 par la commune de Charmey, sont issues d'une nappe superficielle dans la tranche altérée des Calcaires spathiques et siliceux du Lias (MÜLLER 1976a).

Les cirques glaciaires des Gros et Petits Morvau, d'Arpille et d'Orseires Dessus (coordonnée moyenne 584/163) constituent de beaux exemples de dépressions sans exutoire superficiel. Ces bassins fermés, profonds de 10 à 20 m, alimentent les réseaux karstiques environnants; les eaux qui s'y perdent ressortent dans le Riau de l'Essert pour les deux premières, alors que celles perdues dans les secondes réapparaissent vers 1050 m dans le ruisseau des Fornis (SPICHER 1966). Les eaux d'infiltration des nombreuses dolines de la Hochmatt, situées dans les Calcaires massifs et les Calcaires plaquetés, et des cavités encore méconnues du vallon de «In den Lochern» (coordonnée moyenne 584.4/158.4) pourraient alimenter partiellement la cascade de Jaun (feuille 1226 Boltigen). Les dolines sont également fréquentes dans les terrains triasiques ou dans la moraine qui les recouvre, où elles résultent de la dissolution du gypse et de la dolomie (Pringy, Le Revers, Pré de l'Essert).

Des sources minérales sulfureuses sont issues des terrains gypsifères de la nappe des Préalpes médianes. La source de Montbarry (571.0/159.3), découverte en 1784 (KUENLIN 1832), a alimenté durant plus d'un siècle et demi un établissement balnéaire, qui eut son temps de gloire vers 1900 et dont les derniers curistes ont quitté définitivement les lieux vers 1950 (DUBAS 1991). Les caractéristiques physico-chimiques de ces eaux, qui comptaient parmi les plus sulfureuses de Suisse, sont données par MAUVE (1921, p. 453 ss; voir aussi PASQUIER et al. 1999, p. 32). D'autres sources d'eau sulfureuse étaient utilisées autrefois à des fins thérapeutiques au hameau des Ciernes au nord de Charmey, et à Fin de Dom Hugon (actuellement Fin Hugon sur la CN) dans la vallée du Gros Mont (KUENLIN 1832, DUBAS 1991).

## BIBLIOGRAPHIE

- AEBERHARDT, B. (1908a): Contribution à l'étude du système glaciaire alpin. – Mitt. natf. Ges. Bern 1629-1665, 257-284.
- (1908b): Note préliminaire sur les terrasses d'alluvions de la Suisse occidentale. – *Eclogae geol. Helv.* 10/1, 15–28.
- ACKERMANN, T. (1980): Etude hydrogéologique du glissement de terrain de Villarbeney dans le canton de Fribourg. – Certificat 3<sup>e</sup> cycle Centre Hydrogéol. Univ. Neuchâtel (inédit).
- ANATRÀ, S. (1979): Etude sédimentologique comparative du Mésozoïque ultrahelvétique du Montsalvens (Préalpes externes fribourgeoises). – Dipl. Univ. Fribourg (inédit).
- (1986): Les faciès pélagiques de l'Ultrahelvétique entre Arve et Simme.–Thèse Univ. Fribourg.
- ANATRÀ, S., ACKERMANN, T. & HOMEWOOD, P. (1980): Les faciès de l'Ultrahelvétique du Montsalvens (Préalpes Externes) et de la région d'Anzeinde (Préalpes Internes). – *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 283–292.
- ANDREY, J.-D. (1974): Géologie de la partie orientale du massif des Bruns (Préalpes fribourgeoises). – Thèse Univ. Fribourg.
- BADOUX, H. (1963): Les unités ultrahelvétiques de la Zone des Cols. – *Eclogae geol. Helv.* 56/1, 1–13.
- (1988): L'Ultrahelvétique inférieur en Suisse occidentale. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 77/1-2, 143–152.
- BAUD, A. (1972): Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. – *Eclogae geol. Helv.* 65/1, 43–55.
- BEAUMONT, G. DE & WEIDMANN, M. (1981): Un crâne de *Plesictis* (Mammifère, Carnivore) dans la Molasse subalpine oligocène fribourgeoise, Suisse. – *Bull. Soc. Vaud. Sci. nat.* 75/4 (360), 249–256.
- BEHMER, C. A. R. (1912): Die erratischen Blöcke in der Freiburger Ebene. – Thèse Univ. Fribourg.
- BERGER, J.-P. (1986): Biozonation préliminaire des charophytes oligocènes de Suisse occidentale. – *Eclogae geol. Helv.* 79/3, 897–912.
- (1992): Paléontologie de la Molasse de Suisse occidentale. – Thèse d'habilitation Univ. Fribourg (inédit).
- BLUMER, R. & BRAILLARD, L. (2005): La Tour-de-Trême/Les Partsis: une nouvelle séquence mésolithique en Suisse romande. – *Cah. d'Archéol. fribourg.* 6, 66-81.
- BOEGLI, J. C. (1972): Géologie de la région au SE de Romont. – Thèse Univ. Fribourg.
- BOLLER, K. (1963): Stratigraphische und Mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke (östlich der Rhône). – *Eclogae geol. Helv.* 56/1, 15–102.
- BOLLIN, R. (1995): Blocs erratiques du Canton de Fribourg. – Musée Hist. nat. Fribourg.
- BOREL, G. (1997): Dynamique de l'extension mésozoïque du domaine briançonnais: les Préalpes médianes au Lias. – Thèse Univ. Lausanne.
- BÜCHI, O. (1923): Geologische Untersuchungen im Gebiete der Préalpes externes zwischen Val-sainte und Bulle. – Diss. Univ. Zürich.
- BUGNON, S. (1988): La vallée de la Jogne: un exemple d'influence structurale et karstique sur la morphologie et l'orientation d'une vallée des Préalpes fribourgeoises. – Dipl. Inst. Géogr. Univ. Fribourg (inédit).
- CARBONNEL, G., WEIDMANN, M. & BERGER, J.-P. (1985): Les ostracodes lacustres et saumâtres de la Molasse de Suisse occidentale. – *Rev. Paléobiol.* 4/2, 215–251.
- CARON, C. (1972): La nappe supérieure de Préalpes: subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. – *Eclogae geol. Helv.* 65/1, 57–73.

- CARON, C. (1976): La nappe du Gurnigel dans les Préalpes. – *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 297–308.
- CARON, C., EMMENEGGER, C. & PUGIN, L. (1972): Compte-rendu de l'excursion de la Société géologique suisse dans la Molasse et les Préalpes fribourgeoises du 11 au 13 octobre 1971. – *Eclogae geol. Helv.* 65/1, 243–253.
- CARON, C., HOMEWOOD, P., MOREL, R. & STUIJVENBERG, J. VAN (1980): Témoins de la nappe du Gurnigel sur les Préalpes Médiannes: une confirmation de son origine ultrabriançonnaise. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 69/1, 64–79.
- CARON, M. (1976): Révision des foraminifères planctoniques décrits dans la région du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises). – *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 327–333.
- CHAROLLAIS, J., ATROPS, F., BUSNARDO, R., FONTANNAZ, L., KINDLER, P. & WERNLI, R. (1993): Précisions stratigraphiques sur les Collines du Faucigny, Préalpes ultrahelvétiques de Haute-Savoie (France). – *Eclogae geol. Helv.* 86/2, 397–414.
- CHARPENTIER, J. DE (1841): Essai sur les glaciers et le terrain erratique du Bassin du Rhône. – Impr. Libr. Marc Ducloux, Lausanne.
- CHATTON, M. (1947): Géologie des Préalpes médianes entre Gruyères et Charmey. – *Mém. Soc. fribourg. Sci. nat.* 13.
- CHENEVART, C. (1945): Les nappes des Préalpes Médiannes et de la Simme dans la région de la Hochmatt (Préalpes fribourgeoises). – *Mém. Soc. fribourg. Sci. nat.* 12.
- CLAVEL, B., CHAROLLAIS, J., SCHROEDER, R., OERTLI, H. & BUSNARDO, R. (1994): Révision de «l'Aptien» de Boveresse et nouvelle attribution chronostratigraphique de l'Urgonien du Jura neuchâtelois et vaudois. – *Publ. Dépt. géol. paléontol. Univ. Genève* 14, 25–56.
- CORMINBOEUF, P. (1959): Sur les couches de Cucloz-Villarvolard en Suisse occidentale. – *Eclogae geol. Helv.* 52/1, 271–294.
- (1965): Géologie des Alpes et de la Chia (Préalpes externes fribourgeoises). – *Manuscrit Inst. Géol. Univ. Fribourg* (inédit).
- CRIMES, T. P., GOLDRING, R., HOMEWOOD, P., STUIJVENBERG, J. VAN & WINKLER, W. (1981): Trace fossil assemblages of deep-sea fan deposits, Gurnigel and Schlieren flysch (Cretaceous–Eocene), Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 74/3, 953–995.
- DIEM, B. (1986): Die Untere Meeresmolasse zwischen der Saane (Westschweiz) und der Ammer (Oberbayern). – *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 493–559.
- DOERFLIGER, N. (1989): Etude géologique de la région du Gros Mont (entre Hochmatt et Dent de Ruth). – *Dipl. Inst. géol. Univ. Fribourg* (inédit).
- DOMMARGUES, J.-L., MEISTER, C. & METTRAUX, M. (1990): Succession des faunes d'ammonites du Sinémurien et du Pliensbachien dans les Préalpes médianes de Suisse romande (Vaud et Fribourg). – *Geobios* 23/3, 307–341.
- DTP (1994): Plan sectoriel des aires de matériaux exploitables. – Direction des travaux publics du Canton de Fribourg.
- (1995): Carte et liste d'inventaire des exploitations de matériaux. – Direction des travaux publics du Canton de Fribourg.
- (2000): Carte d'inventaire des terrains instables du Canton de Fribourg. – Direction des travaux publics du Canton de Fribourg.
- DUBAS, J. (1991): Une histoire d'eau au pays de Fribourg. – *Le Cassetin*, Fribourg.
- DUBOIS, D. (1999): Géologie du massif d'Arsajoux-Vounetse (Préalpes fribourgeoises à l'Est de Charmey). – *Dipl. Inst. géol. Univ. Fribourg* (inédit).
- EL AGAMY, H. (1979): Sur la géologie de la Zone de la Bodevena (Préalpes externes fribourgeoises). – *Dipl. Inst. géol. Univ. Fribourg* (inédit).
- EMMENEGGER, C. (1962): Géologie de la région sud de Fribourg. Molasse du Plateau et Molasse subalpine. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 51, 5–166.

- ENGELKE, A. F. (1907): Untersuchungen über die Tektonik der Ebene von Bulle. – Thèse Univ. Fribourg.
- ENGESSER, B., MAYO, N. & WEIDMANN, M. (1984): Nouveaux gisements de mammifères dans la Molasse subalpine vaudoise et fribourgeoise. – Schweiz. Pal. Abh. 107, 1–39.
- ENGESSER, B. & MÖDDEN, C. (1997): A new version of the biozonation of the Lower Freshwater Molasse (Oligocene and Aegian) of Switzerland and Savoie on the basis of fossil mammals. – In: AGUILAR, J.P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Eds): Actes du Congrès Biochrom'97, Mém. Trav. EPHE, Inst. Montpellier, vol. 21, 475–499.
- FASEL, J.-M. (1981): Etude sédimentologique et cartographique de la Molasse subalpine dans la région de Bulle. – Dipl. Inst. géol. Univ. Fribourg (inédit).
- (1986): Sédimentologie de la Molasse d'eau douce subalpine entre le Léman et la Gruyère. – Thèse Univ. Fribourg.
- FAVRE, D. (1984): Etude géologique des Préalpes médianes entre Dent de Broc et Dent du Bourgo. – Dipl. Inst. géol. Univ. Fribourg (inédit).
- FEHLMANN, H. (1919): Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. – Schweiz. Volkswirtschaftsdepartement.
- FRÜH, J. & SCHRÖTER, C. (1904): Die Moore der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 3.
- FURRER, U. (1979): Stratigraphie des Doggers der östlichen Préalpes médianes (Stockhorn-Gebiet zwischen Blumenstein und Boltigen, Kt. Bern). – Eclogae geol. Helv. 72/3, 623–672.
- GABUS, J. H. (2000): Feuille 1224 Moudon. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl 103.
- GAGNEBIN, E. (1920): Description géologique détaillée des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales. 1913–1920. – Mém. de thèse dactylogr (178 p.) avec corrections manuscrites, mais sans les figures. Archives Musée géol. Lausanne.
- (1924): Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales. – Mém. Soc. vaud. Sci. nat 2/1, 1–72.
- GHIRLANDA, F. (1993): Géologie des terrains subalpins du versant Nord du Cousimbert. – Dipl. Inst. géol. Univ. Fribourg (inédit).
- GIANOLINI, R. (1981): Le captage d'Echarlens (Bulle). – Route et trafic 10, 333–342.
- GILLIERON, V. (1873): Aperçu géologique sur les Alpes de Fribourg en général et description spéciale du Montsalvens. – Matér. Carte géol. Suisse 12.
- (1885): Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne compris dans la feuille XII entre le lac de Neuchâtel et la crête du Niesen. – Matér. Carte géol. Suisse 18.
- GIRARD, R. DE (1896): Notice géologique et technique sur les produits minéraux bruts du Canton de Fribourg. – In: Notice sur les exploitations minérales de la Suisse. Imprimerie Rey & Malavallon, Genève.
- (1913): Les gîtes d'hydrocarbures de la Suisse occidentale. – Mém. Soc. fribourg. Sci. nat. 8/1.
- GUILLAUME, H. (1957): Géologie du Montsalvens. – Matér. Carte géol. Suisse 104.
- GUILLAUME, M. (1986): Révision stratigraphique des Couches rouges de la nappe des Préalpes médianes romandes. – Thèse Univ. Fribourg.
- HABICHT, J. K. A. (1987): Lexique stratigraphique international. Vol. I: Europe, Fasc. 7 Suisse, Fasc. 7b Plateau suisse (Molasse). – Comm. géol. suisse et Serv. hydrol. géol. natl.
- HANTKE, R. (1972): Spätwürmzeitliche Gletscherstände in den Romanischen Voralpen (Westschweiz). – Eclogae geol. Helv. 65/2, 279–291.
- (1980): Eiszeitalter. Band 2: Letzte Warmzeiten, Würm-Eiszeit, Eisabbau und Nacheiszeit der Alpen-Nordseite vom Rhein- zum Rhône-System. – Ott Verlag, Thun.
- HEIM, ARN. (1920): Zur Geologie des Mont Bifé am Freiburger Alpenrand. – Vierteljahrchr. natf. Ges. Zürich, Jahrg. 65, 436–461.

- HEINZ, R. & ISENSCHMID, C. (1988): Mikrofazielle und stratigraphische Untersuchungen im Massivkalk (Malm) der Préalpes médianes. – *Eclogae geol. Helv.* 81/1, 1–62.
- HOMWOOD, P. (1978): Exemples de séquences de faciès dans la Molasse fribourgeoise et leur interprétation. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 67/1, 73–82.
- HOMWOOD, P., ALLEN, P.A. & WILLIAMS, G.D. (1986): Dynamics of the Molasse Basin of western Switzerland. – *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.* 8, 199–217.
- HOMWOOD, P. & WINKLER, W. (1977): Les calcaires détritiques et noduleux du Malm des Médianes plastiques dans les Préalpes fribourgeoises. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 66/2, 116–144.
- HORWITZ, L. (1913): Quelques résultats d'un levé géologique dans les Alpes de Fribourg. – *C.R. Soc. Sci. Varsovie*, VI/5.
- (1914a): Sur le Lias du Massif des Bruns et de ses annexes. – *Proc.-verb. Soc. vaud. Sci. nat.*, séance du 21 janvier.
- (1914b): Sur l'extension du glacier du Rhône dans les Alpes fribourgeoises pendant l'époque glaciaire. – *Proc.-verb. Soc. vaud. Sci. nat.*, séance du 3 juin.
- (1917): Anciens plis dans les Préalpes médianes. – *Proc. verb. Soc. vaud. Sci. nat.*, séance du 19 décembre.
- (1918): Sur le faciès des dépôts liasiques dans quelques régions des Préalpes médianes. – *Proc.-verb. Soc. vaud. Sci. nat.*, séance du 20 février.
- (1919): L'âge des calcaires à Entroques liasiques dans les Préalpes médianes. – *Proc.-verb. Soc. vaud. Sci. nat.*, séance du 15 janvier.
- (1926): Faunes lotharingiennes dans la région de Charmey (Préalpes fribourgeoises). – *Eclogae geol. Helv.* 19/3, 571–584.
- (1932): Le Lias supérieur et le Bajocien dans les Préalpes de Charmey. – *Bull. Univ. Lausanne*, 49.
- ISENSCHMID, C. (1983): Der Malm im Mittelabschnitt der Préalpes Médianes zwischen Thuner- und Genfersee. – *Diss. Univ. Bern*.
- JÄCKLI, H. (1962): Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. – *Eclogae geol. Helv.* 55/2, 285–294.
- JEANBOURQUIN, P. (1988): Nouvelles observations sur les cornieules en Suisse occidentale. – *Eclogae geol. Helv.* 81/2, 511–538.
- JEANBOURQUIN, P., KINDLER, P. & DALL'AGNOLO, S. (1992): Les mélanges des Préalpes internes entre Arve et Rhône (Alpes occidentales franco-suissees). – *Eclogae geol. Helv.* 85/1, 59–83.
- JEANNET, A. (1912-1913): Monographie géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes (Préalpes vaudoises). 1. Stratigraphie de la nappe rhétique, du Trias et du Lias des Préalpes médianes et de la zone interne. – *Matér. Carte géol. Suisse* [n. s.] 34.
- KAPellos, C. C. (1973): Biostratigraphie des Gurnigelflysches. – *Schweiz. Paläont. Abh.* 96.
- KINDLER, P. (1986): Découverte du Paléocène supérieur – Eocène inférieur dans l'Ultraschelvétique savoyard (Préalpes chablaisiennes, France). Conséquences sédimentologiques et paléogéographiques. – *C.R. Acad. Sci. (Paris)* 303, II, 19, 1725–1730.
- KLAUS, J. (1943): Le «Complexe schisteux intermédiaire» dans le synclinal de la Gruyère (Préalpes médianes). – *Eclogae geol. Helv.* 52/2, 753–852.
- KUENLIN, F. (1832): Dictionnaire géographique, statistique et historique du Canton de Fribourg. – Eggendorffer, Fribourg (Réimpression Statkine, Genève, 1987).
- LATELTIN, O. (1988): Les dépôts turbiditiques oligocènes d'avant-pays entre Annecy (Haute-Savoie) et le Sanetsch (Suisse). – *Thèse Univ. Fribourg*.

- LATELTIN, O. & THIERRIN, J. (1984): Etude hydrogéologique préliminaire de la plaine de Marsens. – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 73, 93–104.
- LUGEON, M. (1943): Une nouvelle hypothèse tectonique: la Diverticulation. – Bull. Soc. Vaud. Sci. nat. 62, 301–303.
- MANDIA, Y. (1984): Etude géologique des Préalpes médianes entre les vallées du Motélon et du Gros Mont. – Dipl. Inst. géol. Univ. Fribourg (inédit).
- MATTER, A., HOMEWOOD, P., CARON, C., RIGASSI, D., STUIJVENBERG, J. VAN, WEIDMANN, M. & WINKLER, W. (1980): Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland. – In: TRÜMPY, R. (Ed.): Geology of Switzerland: a guide-book (p. 261–292). – Schweiz. Geol. Komm.
- MAURER, H. (1983): Sedimentpetrographische Analysen an Molasseabfolgen der Westschweiz. – Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 126/1, 23–69.
- MAURER, H. & NABHOLZ, W. (1980): Sedimentpetrographie in der Molasse-Abfolge der Bohrung Romanens 1 und in der benachbarten subalpinen Molasse (Kt. Fribourg). – Eclogae geol. Helv. 73/1, 205–222.
- MAUVE, C. (1921): Geologische Untersuchungen im Molésongebiet. – Eclogae geol. Helv. 16/4, 374–455.
- METTRAUX, M. (1989): Sédimentologie, paléotectonique et paléoocéanographie des Préalpes médianes (Suisse romande) du Rhétien au Toarcien. – Thèse Univ. Fribourg.
- METTRAUX, M., DUPASQUIER, C. & HOMEWOOD, P. (1986): Conditions de dépôt et diagenèse précoce du Toarcien inférieur des Préalpes médianes romandes (Suisse). – Docum. Bur. Rech. géol. min. 110, 231–237.
- METTRAUX, M. & MOHR, B. (1989): Stratigraphy of Triassic/Jurassic boundary in the Préalpes médianes nappe: facies and palynology. – Eclogae geol. Helv. 82/3, 743–763.
- METTRAUX, M. & MOSAR, J. (1989): Tectonique alpine et paléotectonique liasique dans les Préalpes Médianes en rive droite du Rhône. – Eclogae geol. Helv. 82/2, 517–540.
- MOREL, R. (1976): Le contact Préalpes médianes – Préalpes externes entre Epagny et les Paccots (canton de Fribourg). – Eclogae geol. Helv. 69/2, 473–480.
- (1980): Géologie du Massif du Niremont (Préalpes Romandes) et de ses abords. – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 69/2, 99–207.
- MORNOD, L. (1945): Molasse subalpine et bord alpin de la région de Bulle (Basse-Gruyère). – Eclogae geol. Helv. 38/2, 441–452.
- (1946a): Une nappe d'eau souterraine à Vuadens (Gruyère). – Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. 38, 1–17.
- (1946b): Extension et position de la série de Cucloz à la base du Niremont et des Pléiades. – Eclogae geol. Helv. 39/2, 144–153.
- (1947): Sur les dépôts glaciaires de la vallée de la Sarine en Basse-Gruyère. – Eclogae geol. Helv. 40/1, 15–35.
- (1949a): Géologie de la région de Bulle (Basse-Gruyère): Molasse et bord alpin. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 91.
- (1949b): Les Globorotalidés du Crétacé supérieur du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises). – Eclogae geol. Helv. 42/2, 573–596.
- MOSAR, J. (1988): Structures, déformation et métamorphisme dans les Préalpes Romandes. – Thèse Univ. Neuchâtel.
- (1989): Déformation interne dans les Préalpes médianes (Suisse). – Eclogae geol. Helv. 82/3, 765–793.
- (1991): Géologie structurale dans les Préalpes médianes (Suisse). – Eclogae geol. Helv. 84/3, 689–725.

- MOSAR, J., STAMPFLI, G. M. & GIROD, F. (1996): Western Préalpes Médiannes Romandes: Timing und structure. A review. – *Eclogae geol. Helv.* 89/1, 389–425.
- MÜLLER, A. (1933): Procès-verbaux des séances 1930–1931. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 31, 13–19.
- MÜLLER, I. (1976a): L'hydrogéologie des calcaires spathiques et siliceux du Lias dans la vallée du Gros Mont (Préalpes fribourgeoises). – *Bull. Centre Hydrogéol. Univ. Neuchâtel* 1, 61–66.
- (1976b): Observations hydrogéologiques dans la région du Vanil Noir (Préalpes fribourgeoises). – *Eclogae geol. Helv.* 69/2, 481–499.
- MÜLLER, I. & PLANCHEREL, R. (1982): Contribution à l'étude de l'hydrogéologie karstique du massif du Vanil Noir et de la chaîne des Gastlosen (Préalpes fribourgeoises, Suisse). – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 71/1–2, 102–132.
- NUSSBAUM, F. (1906): Die eiszeitlichen Vergletscherungen des Saanegebietes. – *Jb. geogr. Ges. Bern* 20.
- NICKEL, E. & MARTIN, R. (1977): Die Pyrite von Cerniat (FR) und ihre Pseudomorphosen nach Markasit. – *Schweiz. Strahler* 4/7, 273–287.
- OPEN (1998): Carte des secteurs de protection des eaux du Canton de Fribourg, feuille 1225 Gruyères, 1:25 000. – Office de la protection de l'environnement, Fribourg.
- OFT (1994): Carte de l'Atlas suisse de l'approvisionnement en eaux, feuille 1225 Gruyères, 1:25 000. – Office fédéral de topographie, Wabern.
- PAGE, C. (1969): Observations géologiques sur les Préalpes au nord-ouest des Gastlosen orientales. – Thèse Univ. Fribourg.
- PASQUIER, J.-B. (1995): Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie de la marge nord-téthysienne au Berriasien en Suisse occidentale (Jura, Helvétique et Ultrahelvétique; comparaison avec les séries de bassin des domaines vocontien et subbriançonnais). – Thèse Univ. Fribourg.
- PASQUIER, F., BOUZELBOUDJEN, M. & ZWAHLEN, F. (1999): Feuille 36 Sarine/Saane. – Carte hydrogéologique de la Suisse au 1:100 000, Notice expl. 6.
- PERRY, J. T. O'B. (1961): Geological completion report for Sorens 1, Switzerland. – Unpubl. Report JTO'BP. 8, BP Exploration Cy Ltd, Geol. Division, 1–21.
- PLANCHEREL, R. (1979): Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar. Implications cinématiques et dynamiques. – *Eclogae geol. Helv.* 72/2, 145–214.
- PUGIN, A. (1986): Etude géologique de la région de Bulle. – Dipl. Inst. géol. Univ. Fribourg (inédit).
- (1988): Carte des isohypses de la base des sédiments du Quaternaire en Suisse occidentale, avec quelques commentaires. – *Serv. hydrol.-géol. national, Berne, Rapp. géol.* 3.
- (1989): Déglaciation dans la vallée préalpine de la Sarine en Gruyère: une analyse sédimentologique. – *Eclogae geol. Helv.* 82/1, 285–324.
- PUGIN, L. (1952): Les Préalpes médianes entre le Moléson et Gruyères (Préalpes fribourgeoises). – Thèse Univ. Fribourg.
- PYTHON-DUPASQUIER, C. (1990): La Formation de l'Intyamon («Crétacé moyen») des Préalpes médianes romandes. – Thèse Univ. Fribourg.
- QUERVAIN, F. DE (1969): Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. – *Schweiz. geotech. Komm.*
- RUTSCH, R. F. (1926): Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse südlich von Bern. – *Eclogae geol. Helv.* 19/3, 673–678.
- SCHARDT, H. (1892): Excursion de la Société Géologique Suisse dans les Préalpes fribourgeoises et vaudoises. – *Eclogae geol. Helv.* 2, 528–569.

- SCHARDT, H. (1917): Rapport géologique N° 1 sur le projet de barrage pour la création d'un lac d'accumulation sur la Jogne inférieure, au-dessous de Châtel-sur-Montsalvens. – Inédit, Archives Entreprises Electriques Fribourgeoises (EEF), Fribourg.
- (1920a): Sur les courus interglaciaires et préglaciaires de la Sarine dans le canton de Fribourg. – *Ecolgae geol. Helv.* 15/4, 466–471.
- (1920b): Sur la tectonique de la colline de Montsalvens près Broc (Gruyère). – *Ecolgae geol. Helv.* 15/4, 477–478.
- (1922): Rapport géologique et hydrogéologique N° 5 sur les pertes du lac de Montsalvens. – Archives Entreprises Electriques Fribourgeoises (EEF), Fribourg (rapport inédit).
- SCHMIDT, B. (1985): Etude palynologique de la Tourbière d'Echarlens (Fribourg). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 77, 305–325.
- SCHOEPFER, P. (1989): Sédimentologie et stratigraphie de la Molasse marine supérieure entre le Gibloux et l'Aar. – Thèse Univ. Fribourg.
- SCHNEUWLY, R. (1986): Geologische Untersuchungen zwischen Gruyères und La Vudalla (Préalpes Médiannes Plastiques). – Dipl. Inst. géol. Univ. Fribourg (inédit).
- SCHROEDER, J. W. & DUCLOZ, C. (1955) Géologie de la Molasse du Val d'Illicz. – *Matér. Carte géol. Suisse* 100.
- SEPTFONTAINE, M. (1970): Etude micropaléontologique et stratigraphique du Lias supérieur et du Dogger des Préalpes médianes romandes (Suisse). – Thèse Univ. Genève.
- (1983): Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises. – *Mém. Soc. helv. Sci. nat.* 97.
- SPICHER, J. P. (1966): Géologie des Préalpes Médiannes dans le massif des Bruns, partie occidentale (Préalpes fribourgeoises). – *Ecolgae geol. Helv.* 58/2, 591–742.
- STUIJVENBERG, J. VAN (1979): Geology of the Gurnigel area (Prealps, Switzerland). – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 151.
- TERCIER, J. (1928): Géologie de la Berra. – *Matér. Carte géol. Suisse* 60.
- (1942a) Sur l'âge du flysch des Préalpes médianes. – *Ecolgae geol. Helv.* 35/2, 733–738.
- (1942b): Valeur et extension des charbons contenus dans la Molasse subalpine entre Vaulruz et la Sarine. – Archives Inst. géol. Univ. Fribourg (rapport inédit).
- TERCIER, J., MORNOD, L., SCHWARTZ-CHENEVART, C. & CAMPANA, B. (1945): Compte rendu des excursions de la Société géologique suisse dans les Préalpes fribourgeoises du 3 au 7 septembre 1945. – *Ecolgae geol. Helv.* 38/2, 483–521.
- TERCIER, J. & PUGIN, L. (1967): Excursion n° 11: Fribourg-Bulle-Boltigen, avec variante 11a de Bulle à Château-d'Oex et Saanen. – Guide géologique de la Suisse. Wepf & Co, Basel.
- UBAHA, E. A. (1980): Sur la géologie de la Haute vallée du Motélon (Préalpes médianes fribourgeoises). – Dipl. Inst. géol. Univ. Fribourg (inédit).
- VERPLOEGH CHASSE, T. (1924): Beitrag zur Geologie der Dent de Broc und ihrer Umgebung. – *Diss. Univ. Zürich.*
- WEIDMANN, M. (1982): Situation et description des coupes visitées en 1978. In: JUNG P. (coord.): Nouveaux résultats biostratigraphiques dans le bassin molassique, depuis le Voralberg jusqu'en Haute-Savoie. Projet P. I. C. G 73/1/25, sect. 5. – *Docum. Lab. Géol. Lyon, H.S.* 7, 11–24.
- (1993): Feuille 1244 Châtel-St-Denis. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 92.
- (2005): Feuille 1205 Rossens. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 105.
- WEIDMANN, M., MOREL, R. & STUIJVENBERG, J. VAN (1976): La nappe du Gurnigel entre la Baye de Clarens et la Veveyse de Châtel. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 65/3, 182–196.
- WEIDMANN, M., HOMEWOOD, P. & FASEL, J.-M. (1982): Sur les terrains subalpins et le Wildflysch entre Bulle et Montreux. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 76, 151–183.

WEISS, H. (1949): Stratigraphie und Microfauna des Klippenmalm. – Diss. Univ. Zürich.

WINKLER, W., GALETTI, G. & MAGGETTI, M. (1985): Bentonite im Gurnigel-, Schlieren- und Wägital-Flysch: Mineralogie, Chemismus, Herkunft. – *Eclogae geol. Helv.* 78/3, 545–564.

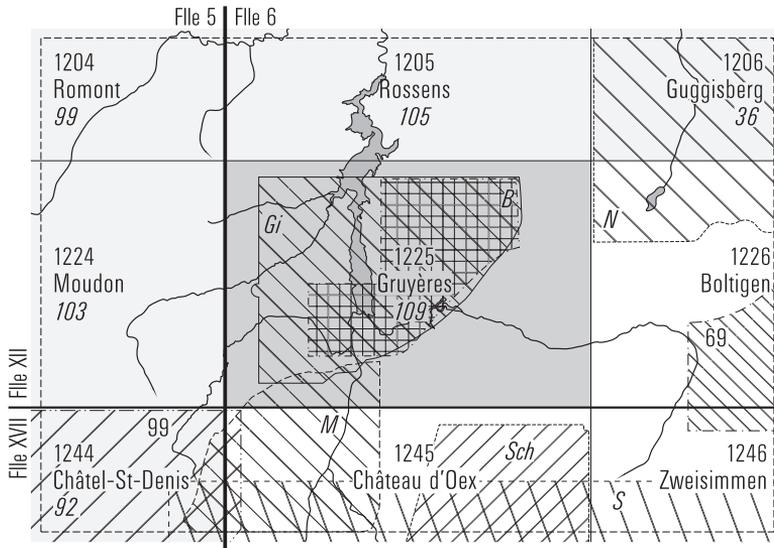


Fig. 3: Répartition des cartes géologiques publiées avec fond topographique

## CARTES GÉOLOGIQUES PUBLIÉES

(avec fond topographique)

### Carte géologique générale de la Suisse 1:200 000

File 5 Genève-Lausanne, 1948.  
File 6 Sion, 1942.

### Carte géologique de la Suisse 1:100 000

File XII Freiburg-Bern, 1879.  
File XVII Vevey-Sion, 1883.

### Atlas géologique de la Suisse 1:25 000 (feuilles adjacentes)

N° 36 Guggisberg (CN 1206), par J. TERCIER & P. BIERI, 1961.  
N° 92 Châtel-St-Denis (CN 1244), par M. WEIDMANN et al., 1993.  
N° 99 Romont (CN 1204), par M. WEIDMANN et al., 1995.  
N° 103 Moudon (CN 1224), par J.H. GABUS et al., 2000.  
N° 105 Rossens (CN 1205), par M. WEIDMANN, 2005.

### Cartes géologiques spéciales

N° 69 Simmental et Diemtigtal, 1:50 000, par F. RABOWSKI, 1961.  
N° 99 Carte géologique des Préalpes entre Montreux et le Moléson. 1:25 000, par E. GAGNEBIN, 1925.

### Autres cartes (depuis 1900)

B BÜCHI, O. (1923): Geologische Karte der Préalpes externes zwischen Valsainte und Bulle, 1:25 000. – In: Geologische Untersuchungen im Gebiete der Préalpes Externes zwischen Valsainte und Bulle. – Diss. Univ. Zürich.

Gi GILLIÉRON, V. (1873): Carte géologique du massif du Montsalvens (Canton de Fribourg), 1:50 000. – In: Aperçu géologique sur les Alpes de Fribourg en général et description spéciale du Montsalvens. – Mat. Carte géol. Suisse 12.

M MAUVE, C. C. (1921): Geologische Karte des Molésongebietes, 1:25 000. In: Geologische Untersuchungen im Molésongebiet. – *Eclogae geol. Helv.* 16/4, 374-455.

N NUSSBAUM, F. (1956): Karte der eiszeitlichen Gletscher [Schwarzenburg-Schweinsberg-Gantrisch-Rüeggisberg], 1:112 000. In: Über die geologisch-geographische Beschaffenheit des Amtsbezirks Schwarzenburg. – *Jb. Guggisberg* 1954-1956.

S SALATHÉ, R. H. (1961): Späteiszeitliche Gletscherstadien im Saane-Einzugsgebiet, 1:10 000. In: Die stadiale Gliederung des Gletscherrückganges in den Schweizer Alpen und ihre morphologische Bedeutung. – *Verh. natf. Ges. Basel* 72/1.

SCH SCHARDT, H. (1887): Carte géologique du Pays-d'Enhaut vaudois. – Mat. Carte géol. Suisse 22.

### Coupes géologiques à travers la région de la feuille Gruyères

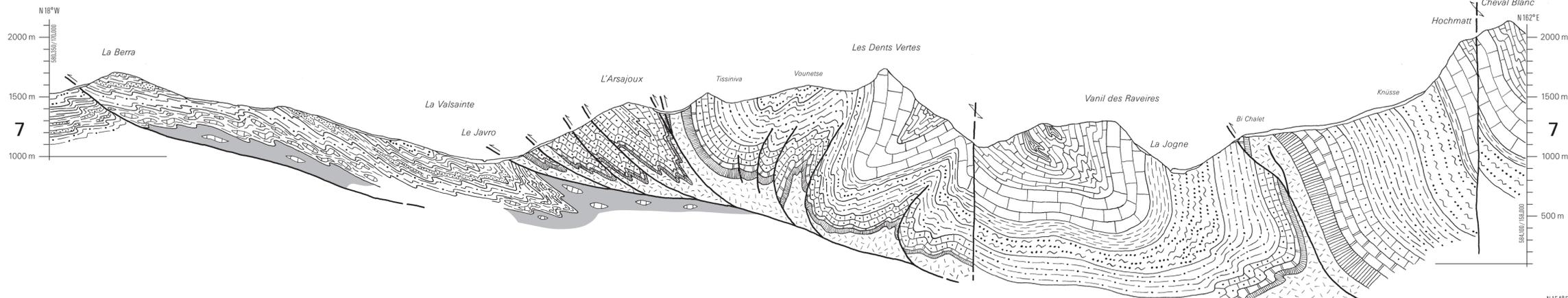
par  
**Jean-Bruno Pasquier et Raymond Plancherel**

Echelle 1:25 000



**Tracé des coupes**

- Quaternaire**
- Nappe du Gurnigel**
  - Flysch 4, à turbidites silteuses
  - Flysch 3b, à turbidites bioclastiques
  - Flysch 3a, marmo-gréseux
  - Flysch 2b, à turbidites gréseuses
  - Flysch 2a, argilo-gréseux
  - Flysch 1, à calcaires fins (Série de Hellstätt)
- Nappe de la Sarine**
  - Flysch d'Estavannens
- Nappe des Préalpes médianes**
  - Flysch des Préalpes médianes
  - Groupe des Couches Rouges
  - Formation de l'Intyamon
  - Calcaires plaquetés
  - Calcaires massifs et Calcaires noduleux
  - Unité D, calcaréo-siliceuse
  - Unité C, détritique
  - Unités A, schisteuse et B, calcschisteuse
  - Couches du Petit Liençon, Couches du Creux de l'Ours, Couches de Rossinière
  - Calcaires argilo-gréseux et oolithiques, Couches de la Grande Bonnavau, Couches du Chauderon, Couches d'Arvel
  - Dolomie et calcaires dolomitiques, Couches de Plan Falcon
  - Cornieule, dolomie, localement gypse
- Mélange infrapréalpin**
  - Wildflysch, à matrice de schistes noirs (et éléments à faciès d'affinités principalement sudhelvétique à ultrabriançonnais)
- Ultrahelvétique**
  - Marnes et calcaires argileux à niveaux bigarrés
  - Calcaires gréséo-glaucouneux, Marnes noires et calcaires argileux
  - Calcarénites beiges oolithiques
  - Calcaires et marnes tachetés (à niveaux siliceux)
  - Calcaires argileux, marnes à granules et calcarénites lie-de-vin
  - Calcaires noduleux, Calcaires en petits bancs et calcaires bréchiques
  - Marnes à nodules, calcaires et marnes
  - Marnes micacées bioturbées
- Molasse subalpine**
  - Couches du Géringnoz
  - Couches de Chaffa
  - Formation de Vaulruz
  - Formation de Cucluz
- Molasse du Plateau**
  - Couches du Belpberg
  - Couches de la Singine
  - Molasse grise de Lausanne
  - Grès et marnes à gypse
  - Marnes bariolées inférieures
  - Formation de Vaulruz
- Autochtone préalmassique**
  - Eocène marin
  - Crétacé



Echelle de Geringnoz - La Roche | Echelle de Vaulruz | Echelle de Champotey-Ramsera | Echelle de La Patte - La Helena | Echelle de Villarsvillard

